

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

RYTHME ET MODES DE REcul DES FALAISES
À SOMMET TOURBEUX DE LA CÔTE-NORD DE L'ESTUAIRE
MARITIME ET DU GOLFE DU SAINT-LAURENT

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAITRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR
GENEVIÈVE BOUCHER-BROSSARD

MAI 2012

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI
Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « *Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse* ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

REMERCIEMENTS

Je tiens dans un premier temps à remercier mon directeur de recherche, Pascal Bernatchez, qui m'a généreusement offert toute sa confiance en me proposant de me joindre à son équipe alors que je ne possédais que d'une connaissance très limitée de la géomorphologie côtière. Je le remercie d'avoir été compréhensif et patient, d'avoir été exigeant tout en me laissant une certaine marge de manœuvre et surtout, d'avoir partagé ses connaissances et sa passion avec moi, particulièrement en m'expliquant chacune des trouvailles géomorphologiques visibles entre Baie-Comeau et Kegaska. Ça m'a toujours impressionné! Je le remercie aussi pour ses commentaires constructifs lors des différentes étapes de la correction de ce mémoire. J'en profite également pour témoigner ma reconnaissance à mes deux autres évaluateurs, Michelle Garneau et Guillaume Marie.

Un énorme merci ensuite à Stéfanie Van-Wierts, qui a tout risqué et tout bravé ; des tempêtes de blizzard et des froids arctiques, la visite d'un loup et celle d'un chasseur édenté et armé, du camping sur une plage déserte et peu fréquentée, une nuit dans la cabane isolée d'un certain Denis, des escalades qui se terminent par une blessure au tendon d'Achille, la traversée d'une rivière rocheuse... Merci d'avoir partagé mes aventures. Merci aussi à mes autres compagnons, ceux-là plus occasionnels, qui ont affronté les moustiques et le krummholz mais contemplé un paysage magnifique afin de recueillir les données pour cette étude : Marie-Noelle Juneau, Simon Tolszczuk-Leclerc, Jean-Charles Fleurant et Pascal Bernatchez.

J'aimerais ensuite remercier Danielle et Raoul Bernatchez. Leur chaleureux accueil lors de mes retours du terrain sur la péninsule de Manicouagan a été plus qu'apprécié. Merci de m'avoir offert un toit, une douche et du crabe! Je remercie aussi Steeve Dugas, Stéphanie Friesinger, Catherine Denis, Chantal Quintin et Suzan Drezja pour leur collaboration lors du géoréférencement des photographies aériennes et de la procédure pour le suivi historique puisque ce projet en recoupait un autre sur les communautés innues de la Côte-Nord.

Mes remerciements vont également à l'ensemble de mes collègues et particulièrement à ceux de l'équipe du laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières et à ceux du « projet tourbière » puisque leur vif intérêt pour tout ce qui touche la géographie a conduit à des discussions captivantes et a suscité des réflexions inspirantes qui ont certainement contribué à l'amélioration de ce mémoire.

Je remercie ensuite la Côte-Nord elle-même, d'abord pour les gens chaleureux qui y résident, mais aussi pour ses beaux paysages encore trop peu étudiés. Il s'agit d'un terrain magnifique qui suscite chez moi à la fois un éternel émerveillement et un réel questionnement, qui ont été à la source de mes motivations et de ma passion pour ce projet et pour la géomorphologie en général. Je m'étais également promis de remercier cette végétation si dense qui m'a sauvée plus d'une fois d'une chute brutale en me servant de support, m'a permis de me hisser au-dessus des débords organiques et m'a plus agréablement servi de collation (bleuets, framboises...)!

Je termine en remerciant chaleureusement mon amoureux, Mikaël Riocreux, qui à mes yeux est l'acteur le plus important quant à la réussite de ce projet. Il m'a permis de reprendre confiance dans les moments de doute, n'a jamais cessé de m'encourager et m'a rendu la vie plus facile à divers niveaux, dont en contribuant à l'élaboration des documents cartographiques présentés dans ce mémoire. Je le remercie de m'avoir laissé tout cette place, d'avoir été patient et complice et enfin de se laisser encore impressionner par ce que je fais. Merci finalement à mes parents, pour leur support indéfectible et pour avoir toujours cru en moi. Leur soutien tout au long de ma scolarité m'a permis d'avoir la chance de faire des études, un privilège qui n'est accordé qu'à un nombre trop restreint de terrien.

La réalisation de ce projet de recherche a été rendu possible grâce au financement d'un projet CRSNG-RDC (RDCPj 365867-08) dans le cadre de la Chaire DÉCLIQUE (Dynamique des Écosystèmes tourbeux et Changements Climatiques) dont la titulaire est Michelle Garneau ainsi que de la chaire de recherche en géoscience côtière de l'Université du Québec à Rimouski, dirigée par Pascal Bernatchez.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	vii
LISTE DES TABLEAUX.....	xii
RÉSUMÉ	xiv
CHAPITRE I	
INTRODUCTION	1
1.1 Problématique	1
1.2 Objectifs.....	4
1.3 Présentation du mémoire.....	5
CHAPITRE II	
LOCALISATION ET DESCRIPTION DES SITES D'ÉTUDE	6
2.1 Contexte géomorphologique	8
2.1.1 Betsiamites.....	8
2.1.2 Péninsule de Manicouagan	9
2.1.3 Rivière Saint-Jean.....	11
2.1.4 Kegaska.....	13
2.2 Conditions climatiques.....	14
2.3 Conditions océanographiques	17
2.4 Glaciel.....	19
CHAPITRE III	
MÉTHODOLOGIE.....	20
3.1 Évolution historique.....	20
3.2 Évolution annuelle et saisonnière	25
3.3 Segmentation côtière.....	27
3.5 Cartographie.....	28
3.6 Analyses statistiques	30

CHAPITRE IV	
RÉSULTATS	31
4.1 Secteur de Betsiamites	32
4.1.1 Caractéristiques environnementales et géomorphologiques actuelles de la côte.....	32
4.1.2 Évolution historique.....	34
4.1.3 Évolution récente et saisonnière	41
4.1.4. Causes explicatives du rythme de recul de la falaise	45
4.2 Secteur de Baie Saint-Ludger	53
4.2.1 Caractéristiques environnementales et géomorphologiques actuelles de la côte.....	53
4.2.2 Évolution historique.....	56
4.2.3 Évolution récente et saisonnière	62
4.2.4 Causes explicatives du rythme de recul de la falaise	66
4.3 Secteur de Pointe-Lebel	72
4.3.1 Caractéristiques environnementales et géomorphologiques actuelles de la côte.....	72
4.3.2 Évolution historique.....	75
4.3.3 Évolution récente et saisonnière	82
4.3.4 Causes explicatives du rythme de recul de la falaise	86
4.4 Secteur de Rivière Saint-Jean	90
4.4.1 Caractéristiques environnementales et géomorphologiques actuelles de la côte.....	90
4.4.2 Évolution historique.....	93
4.4.3 Évolution récente et saisonnière	98
4.4.4 Causes explicatives du rythme de recul de la falaise	103
4.5 Secteur de Kegaska	112
4.5.1 Caractéristiques environnementales et géomorphologiques actuelles de la côte....	112
4.5.2 Évolution historique.....	115
4.5.3 Évolution récente	121
4.5.4 Causes explicatives du rythme de recul de la falaise	123
CHAPITRE V	
DISCUSSION	127
5.1 Facteurs liés au contexte environnemental	132
5.1.1 Litho-stratigraphie	132

5.1.2 Hauteur de la falaise	137
5.1.3 Exposition aux processus	139
5.1.4 Éléments morphologiques/sédimentologiques liés à la plage	141
5.2 Variables climatiques	144
5.2.1 Précipitations	145
5.2.2 Températures	147
5.2.3 Tempêtes	149
5.3 Comparaison avec d'autres types de systèmes côtiers	150
CONCLUSION	156
RÉFÉRENCES	159
APPENDICE A	
RÉSULTATS DES TESTS STATISTIQUES	169
APPENDICE B	
BORNES DE MESURES DU SITE DE RIVIÈRE SAINT-JEAN (2000-2009)	174
APPENDICE C	
DONNÉES HISTORIQUES SUR LES PLUIES DILUVIENNES ET LES TEMPÊTES ...	175

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1	Localisation des sites d'étude.....	7
Figure 2.2	Site de Betsiamites.....	8
Figure 2.3	Sites de Baie Saint-Ludger et de Pointe-Lebel.....	10
Figure 2.4	Site de Rivière Saint-Jean.....	12
Figure 2.5	Site de Kegaska.....	13
Figure 2.6	Températures moyennes mensuelles aux stations météorologiques de Baie-Comeau, Sept-Iles et Natashquan (1970-2000).....	15
Figure 2.7	Précipitations moyennes mensuelles, station météorologique de Baie-Comeau (1970-2000).....	15
Figure 2.8	Précipitations moyennes mensuelles, station météorologique de Sept-Îles (1970-2000).....	16
Figure 2.9	Précipitations moyennes mensuelles, station météorologique de Natashquan (1970-2000).....	17
Figure 3.1	Méthodologie pour repérer les anomalies climatiques.....	22
Figure 3.2	Méthodologie pour le calcul des taux de déplacement historiques. Le déplacement est mesuré entre les points successifs qui correspondent à l'intersection entre les transects et le trait de côte.....	24
Figure 3.3	Implantation des bornes de mesure.....	26
Figure 4.1	Contexte géomorphologique et environnemental du site de Betsiamites. A) Processus actifs et état de la côte B) Hauteur, litho-stratigraphie de la falaise et bornes utilisées pour le suivi récent saisonnier C) Transects utilisés pour l'évolution historique et modes de recul dominants de la falaise.....	33
Figure 4.2	Distribution des taux d'érosion historiques pour le site de Betsiamites.....	36
Figure 4.3	Photographies aériennes historiques du site de Betsiamites.....	37
Figure 4.4	Distribution des taux d'érosion historiques du site de Betsiamites selon les transects de mesure.....	38

Figure 4.5	Superficie érodée selon les intervalles d'évolution côtière, site de Betsiamites.	41
Figure 4.6	Valeurs de recul saisonnières du site de Betsiamites.....	42
Figure 4.7	Déplacement moyen saisonnier de la côte selon son état en septembre 2010, Betsiamites.	43
Figure 4.8	Réactivation d'un secteur anciennement semi-végétalisé. Photo prise le 14 décembre 2010.	44
Figure 4.9	Déplacement moyen saisonnier de la côte selon sa litho-stratigraphie, Betsiamites.	45
Figure 4.10	Résurgences sur la plage de Betsiamites, 16 juillet 2009.	46
Figure 4.11	Formation de cônes de glace au contact entre la tourbe et les sédiments intertidaux, 17 décembre 2009.	47
Figure 4.12	Coulées de sable sec.	48
Figure 4.13	Zone de ravinement.	49
Figure 4.14	Mode de recul dominé par la suffosion, la cryoclastie et les vagues. L'étape B peut parfois se produire sans que l'étape A ne la précède.	50
Figure 4.15	Mode de recul dominé par la suffosion, les processus cryogéniques et la dessiccation.	51
Figure 4.16	Contexte géomorphologique et environnemental du site de Baie Saint-Ludger. A) Processus actifs et état de la côte en septembre 2010 B) Hauteur, litho-stratigraphie de la falaise et bornes utilisées pour le suivi récent saisonnier C) Transects utilisés pour l'évolution historique et modes de recul dominants de la falaise.	54
Figure 4.17	Distribution des taux d'érosion historiques pour le site de Baie Saint-Ludger. ...	57
Figure 4.18	Distribution des taux d'érosion historiques du site de Baie Saint-Ludger selon les transects de mesure.	58
Figure 4.19	Photographies aériennes historiques du site de Baie Saint-Ludger.	59
Figure 4.20	Volumes et superficie des sédiments érodés selon les intervalles d'évolution côtière, site de Baie Saint-Ludger.	62
Figure 4.21	Valeurs de recul saisonnières du site de Baie Saint-Ludger.	63

Figure 4.22 Déplacement moyen saisonnier de la côte selon son état en septembre 2010, Baie Saint-Ludger.....	64
Figure 4.23 Déplacement moyen saisonnier de la côte selon sa litho-stratigraphie, Baie Saint-Ludger.....	65
Figure 4.24 Coulée boueuse, 14 décembre 2010.....	66
Figure 4.25 Résurgences au site de Baie Saint-Ludger.....	68
Figure 4.26 Cicatrice formée par la suffosion au contact entre l'unité sableuse et l'unité silteuse, Baie-Saint-Ludger.....	68
Figure 4.27 Zone de ravinement et coulées de sable sec, Baie Saint-Ludger.....	68
Figure 4.28 Mode de recul par la dominance de la suffosion et des décrochements superficiels.....	70
Figure 4.29 Mode de recul par la dominance des processus cryogéniques, de dessiccation et des coulées de sable sec.....	71
Figure 4.30 Contexte géomorphologique et environnemental du site de Pointe-Lebel. A) Processus actifs et état de la côte en septembre 2010 B) Hauteur, litho-stratigraphie de la falaise et bornes utilisées pour le suivi récent saisonnier C) Transects utilisés pour l'évolution historique et modes de recul dominants de la falaise.....	74
Figure 4.31 Distribution des taux d'érosion historiques pour le site de Pointe-Lebel.....	76
Figure 4.32 Distribution des taux d'érosion historiques du site de Pointe-Lebel selon les transects de mesure.....	77
Figure 4.33 Photographies aériennes historiques du site de Pointe-Lebel.....	78
Figure 4.34 Volumes et superficie des sédiments érodés selon les intervalles d'évolution côtière, site de Pointe-Lebel.....	81
Figure 4.35 Valeurs de recul saisonnières du site de Pointe-Lebel.....	82
Figure 4.36 Déplacement moyen des bornes entre 2005-2009 à Pointe-Lebel.....	83
Figure 4.37 Déplacement moyen saisonnier de la côte selon son état en septembre 2010, Pointe-Lebel.....	84
Figure 4.38 Déplacement moyen saisonnier de la côte selon sa litho-stratigraphie, Pointe-Lebel.....	85

Figure 4.39 Réactivation par la suffosion et les coulées de sable sec de la portion semi-végétalisée du site de Pointe-Lebel.	86
Figure 4.40 Portion de la côte affectée par la suffosion, la dessiccation et les processus cryogéniques.	87
Figure 4.41 Mode de recul par dominance de la suffosion et des coulées sableuses dans le cas de la falaise semi-végétalisée à végétalisée.	89
Figure 4.42 Contexte géomorphologique et environnemental du site de Rivière Saint-Jean. A) Processus actifs et état de la côte en septembre 2010 B) Hauteur, litho-stratigraphie de la falaise et bornes utilisées pour le suivi récent saisonnier C) Transects utilisés pour l'évolution historique et modes de recul dominants de la falaise.	92
Figure 4.43 Distribution des taux d'érosion historiques pour le site de Rivière Saint-Jean. ..	94
Figure 4.44 Distribution des taux d'érosion historiques du site de Rivière Saint-Jean selon les transects de mesure.	95
Figure 4.45 Terrasse de plage à l'extrémité est de la tourbière de Rivière Saint-Jean, 1983.	96
Figure 4.46 Volumes et superficie des sédiments érodés selon les intervalles d'évolution côtière, site de Rivière Saint-Jean.	98
Figure 4.47 Valeurs de recul saisonnières du site de Rivière Saint-Jean.	99
Figure 4.48 Déplacement moyen saisonnier du trait de côte selon la hauteur de la falaise, Rivière Saint-Jean.	100
Figure 4.49 Déplacement moyen saisonnier du trait de côte selon la largeur de la plage en septembre 2010, Rivière Saint-Jean.	101
Figure 4.50 Déplacement moyen saisonnier de la côte selon la litho-stratigraphie, Rivière Saint-Jean.	102
Figure 4.51 Encoche basale formée par la thermo-érosion.	103
Figure 4.52 Glissement rotationnel, Rivière Saint-Jean.	104
Figure 4.53 Suffosion dans l'unité prodeltaïque et ruissellement concentré sur la surface de la falaise. La photographie a été prise un peu à l'ouest du site d'étude parce que le processus était plus facilement identifiable sur la photographie. .	105
Figure 4.54 Effondrement en blocs provoqué par la cryoclastie.	106

Figure 4.55 Fissures de dessiccation.....	106
Figure 4.56 Mode de recul par la dominance des vagues et des coulées de sable sec.	107
Figure 4.57 Mode de recul par la dominance des glissements rotationnels.....	108
Figure 4.58 Mode de recul par la dominance de la cryoclastie et de la dessiccation.....	109
Figure 4.59 Mode de recul par la dominance de la suffosion et des vagues. L'étape C, qui peut faire reculer directement l'unité sableuse, peut parfois se produire dans un premier temps et la suffosion (étape A) se produit par la suite.	111
Figure 4.60 Contexte géomorphologique et environnemental du site de Kegaska. A) Processus actifs et état de la côte en septembre 2010 B) Hauteur, litho-stratigraphie de la falaise et bornes utilisées pour le suivi récent saisonnier C) Transects utilisés pour l'évolution historique et modes de recul dominants de la falaise.....	114
Figure 4.61 Distribution des taux d'érosion historiques du site de Kegaska.	116
Figure 4.62 Distribution des taux d'érosion historiques du site de Kegaska selon les transects de mesure.....	117
Figure 4.63 Formation d'un haut de plage discontinu, site de Kegaska, 1965.	118
Figure 4.64 Migration d'un cordon littoral vers la plage, site de Kegaska, 1989.....	119
Figure 4.65 Terrasse de plage au pied de la falaise, site de Kegaska, 2005.....	120
Figure 4.66 Surface érodée selon les intervalles d'évolution côtière, Kegaska.....	120
Figure 4.67 Valeurs d'érosion récentes (2001-2010) du site de Kegaska.....	122
Figure 4.68 Déplacement moyen annuel du trait de côte selon la hauteur de la falaise, Kegaska.	122
Figure 4.69 Déplacement moyen annuel (2009-2010) du trait de côte selon la litho-stratigraphie, Kegaska.	123
Figure 4.70 Coulées de sable sec et effondrement d'orstein.....	124
Figure 4.71 Suffosion à l'ouest de la tourbière de Kegaska	125
Figure 4.72 Formation d'un ravin, Kegaska.	125

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 Localisation et caractéristiques géographiques générales des sites à l'étude	7
Tableau 2.2 Principales caractéristiques océanographiques, d'après Pêches et Océans Canada (2008)	18
Tableau 3.1 Années d'acquisition des couvertures de photographies aériennes utilisées pour cette étude	21
Tableau 3.2 Années d'implantation des bornes de mesure	25
Tableau 3.3 Variables utilisées pour la segmentation et la caractérisation côtière	28
Tableau 5.1 Comparaison des principaux résultats à l'échelle historique selon les sites d'étude	127
Tableau 5.2 Comparaison des principaux résultats à l'échelle récente et saisonnière selon les sites d'étude	128
Tableau 5.3 Facteurs clés conditionnant l'évolution de la côte pour chacun des sites d'étude	130
Tableau A.1 Résultats des tests de normalité (Shapiro) et d'homoscédacité (Levene) pour les taux de recul historiques du site de Betsiamites	169
Tableau A.2 Résultats des tests post-hoc de l'ANOVA réalisé entre les intervalles d'évolution côtière du site de Betsiamites	170
Tableau A.3 Résultats des tests de normalité (Shapiro) et d'homoscédacité (Levene) pour les taux de recul historiques du site de Baie Saint-Ludger	170
Tableau A.4 Résultats des tests post-hoc de l'ANOVA réalisé entre les intervalles d'évolution côtière du site de Baie Saint-Ludger	171
Tableau A.5 Résultats des tests de normalité (Shapiro) et d'homoscédacité (Levene) pour les taux de recul historiques du site de Pointe-Lebel	171
Tableau A.6 Résultats des tests de normalité (Shapiro) et d'homoscédacité (Levene) pour les taux de recul historiques du site de Rivière Saint-Jean	172
Tableau A.7 Résultats des tests post-hoc de l'ANOVA réalisé entre les intervalles d'évolution côtière du site de Rivière Saint-Jean	172

Tableau A.8 Résultats des tests de normalité (Shapiro) et d'homoscédacité (Levene) pour les taux de recul historiques du site de Kegaska	173
Tableau A.9 Résultats des tests post-hoc de l'ANOVA réalisé entre les intervalles d'évolution côtière du site de Kegaska.....	173
Tableau B.1 Valeurs de recul des bornes de Rivière Saint-Jean entre 2000 et 2009	174
Tableau C.1 Données sur les pluies diluviennes, station météorologique de Baie-Comeau.	175
Tableau C.2 Données sur les pluies diluviennes, station météorologique de Sept-Iles	176
Tableau C.3 Données sur les pluies diluviennes, station météorologique de Natashquan.....	177
Tableau C.4 Données sur les jours de tempêtes, station météorologique de Baie-Comeau..	178
Tableau C.5 Données sur les jours de tempêtes, station météorologique de Sept-Iles	178
Tableau C.6 Données sur les jours de tempêtes, station météorologique de Natashquan.....	179

RÉSUMÉ

La bordure côtière de la Côte-Nord de l'estuaire maritime et du golfe du Saint-Laurent est caractérisée par la présence de plusieurs complexes deltaïques au sommet desquels se révèle un faciès sédimentaire complexe et original, la tourbe. Des études récentes sur les falaises de dépôts meubles dans le nord de l'Atlantique montrent que la stratigraphie est un facteur déterminant de la sensibilité des côtes à l'érosion. À notre connaissance, les falaises à sommet tourbeux n'ont fait l'objet d'aucune recherche approfondie à ce jour. Les études indiquent qu'il est impératif d'établir un bilan saisonnier de l'érosion côtière, sans lequel de nombreux processus passent inaperçus et sans lequel les moments de recul sont difficilement identifiables et quantifiables. Dans le contexte des changements climatiques, la compréhension de la dynamique des falaises à sommet tourbeux est essentielle puisque les tourbières jouent un rôle important dans le cycle biogéochimique du carbone et que leur érosion est une perte nette de cet élément vers l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent.

Ce projet vise d'une part à comprendre le comportement des falaises à sommet tourbeux de la Côte-Nord du Saint-Laurent en fonction de leur litho-stratigraphie et des conditions environnementales et climatiques qui les affectent et d'autre part à quantifier le rythme de recul de ces falaises à l'échelle historique récente (depuis les années 1930), à l'échelle annuelle et à l'échelle saisonnière. Cinq tourbières localisées sur les complexes deltaïques des rivières Betsiamites, Manicouagan-Outardes, Saint-Jean et Natashquan ont été étudiées dans le cadre de ce projet.

Entre 1930 et 2006, les taux de déplacement moyens annuels obtenus par photo-interprétation indiquent une valeur de -0,78m/an pour l'ensemble des falaises à sommet tourbeux étudiées sur la Côte-Nord, mais certaines tourbières ont des taux moyens annuels aussi élevés que -2,00 m/an. Ces taux n'ont pas été constants dans le temps et certaines périodes ont été plus érosives que d'autres. C'est notamment le cas des années 1996-2005, caractérisées par des températures plus élevées que la normale et l'occurrence de plusieurs épisodes de pluies diluviennes. La fin de la décennie 1960 et la décennie 1970 a connu une fréquence importante de tempête, ce qui s'est aussi manifesté par des vitesses de recul plus élevées.

À l'exception de la tourbière de Pointe-Lebel, dont la vitesse de recul historique et récente est restée la même, tous les sites ont des taux de recul annuels plus élevés entre 2009 et 2011 qu'à l'échelle historique. En effet, des relevés saisonniers de bornes implantées derrière le trait de côte des falaises ont révélé un taux de déplacement moyen annuel de -1,14m/an entre 2009 et 2011 pour l'ensemble des falaises étudiées. Ils s'étendent cependant entre -0,28 et -2,69m/an selon les sites. Les relevés indiquent aussi que l'érosion a eu lieu à toutes les saisons, mais que l'automne (particulièrement en 2010) et l'hiver (particulièrement en 2011) ont été propices au recul des falaises. À l'automne 2010, une forte tempête dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent jumelée à des pluies abondantes ont provoqué le recul de la côte principalement par le biais du sapement par les vagues et de la suffosion dans le

cas des sédiments non cohésifs, et des coulées boueuses, des décrochements superficiels et des glissements rotationnels dans le cas des sédiments cohésifs. En ce qui a trait aux reculs hivernaux, les nombreux cycles de gel-dégel et les redoux favorisés par les températures relativement chaudes des dernières années ont initié de la gélifraction et des coulées boueuses, particulièrement efficaces dans les sédiments silto-argileux formant la base de la majorité des falaises étudiées. La combinaison de ces conditions climatiques automnales et hivernales ont permis des vitesses de recul plus rapides que celles généralement observées à l'échelle historique.

L'étude des modes de recul a permis de démontrer que les écoulements hydrogéologiques sont prépondérants, principalement par le biais de la suffosion. L'ampleur des reculs causés par ce processus est étroitement liée à l'épaisseur de l'unité sableuse qui repose sur des silt-argileux. Les processus gravitaires tels que les effondrements, les décrochements superficiels et les glissements rotationnels sont liés à la hauteur des talus, mais leur occurrence est elle aussi reliée aux écoulements souterrains. Quant aux processus hivernaux, ils dominent sur les falaises possédant une épaisse unité silto-argileuse. Ils sont particulièrement efficaces lors d'un enneigement faible de la côte, condition qui est favorisée par une arrière-côte à végétation arborescente, par des parois verticales et par l'absence de pied de glace.

Cette recherche a également permis de démontrer l'importance d'évaluer l'érosion côtière en termes de volume puisque deux falaises dont le rythme de recul est très différent peuvent pourtant contribuer de manière similaire au bilan sédimentaire. À l'échelle historique, entre 290 et 865m³/m de sédiments ont été érodés des falaises et une superficie totale de 612 700m² de tourbière est disparue pour les cinq sites à l'étude seulement. La hauteur des falaises et le mode de recul ont été identifiés comme des facteurs déterminants pour expliquer cette variabilité.

Mots clés : Érosion côtière, falaises, dépôts meubles, quantification des processus d'érosion, tourbières côtières.

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 Problématique

L'érosion côtière est une problématique majeure à laquelle les scientifiques de plusieurs spécialités s'attardent en raison de l'augmentation de la densité de la population dans les régions côtières. En effet, au début des années 1990, 30% de la population mondiale vivait à proximité des côtes, pourcentage qui a atteint 41% en 2002 (Small et Nicholls, 2003). Ces auteurs rapportent que l'occupation du territoire par les humains se concentre dans les premiers cinq kilomètres en marge du littoral et que les densités de population sont nettement plus grandes sous les premiers 20 mètres d'altitude. Ces milieux sont favorables aux activités économiques, au transport et à la récréation, mais ils sont pourtant des zones sensibles, sujettes à l'érosion et à la submersion. Ainsi, une meilleure compréhension de ces systèmes est continuellement recherchée (Bird, 1985), particulièrement dans le contexte des changements climatiques et du rehaussement du niveau marin.

Au Canada, Shaw *et al.* (1998) ont établi un indice de sensibilité des côtes à la hausse du niveau marin qui permet de les classer selon sept variables (relief, type de roche, forme de la côte, changement du niveau marin, déplacement de la côte, amplitude de la marée et hauteur de vague maximum d'une récurrence de 1 an) qui en déterminent le degré de sensibilité. Ainsi, 67% du littoral canadien est considéré comme peu sensible, 30% l'est modérément et 3% est hautement sensible. Les côtes de cette dernière catégorie se concentrent en bordure de la mer de Beaufort et dans la région Atlantique – Golfe du Saint-Laurent où elles représentent jusqu'à environ 30% des côtes (Ile du Prince-Édouard,

Nouvelle-Écosse). Au Québec, les importants complexes deltaïques de la Côte-Nord font également partie de cette catégorie. De plus, un bilan réalisé par Bernatchez et Dubois (2004) montre que l'ensemble des côtes à formation meuble du fleuve et du golfe du Saint-Laurent recule en moyenne de 0,5 à 2,0 m a⁻¹.

Ces taux généraux sont pratiques car ils permettent de prendre rapidement connaissance de l'ampleur du phénomène d'érosion côtière, de même que de localiser les zones les plus à risque afin de concentrer les efforts de gestion aux bons endroits. Néanmoins, ils cachent une grande variabilité spatiale et temporelle qui est fonction des caractéristiques du système côtier de même que des conditions qui les affectent. Parmi les facteurs les plus importants, Manson (2002) et Bernatchez et Dubois (2004) ont identifié l'énergie de la falaise (sa hauteur), la litho-stratigraphie de cette dernière, le régime des vagues et les paramètres climatiques, dont la fréquence et l'intensité des précipitations, les vents dominants et la fréquence des cycles gel-dégel. D'autres auteurs ont étudié l'influence de certaines variables environnementales telles que l'albédo (Hall, Lindgren et Jackson, 2005), l'orientation des parois (Hall, 2004) et le contenu en eau souterraine (Collins et Sitar, 2008; Duperret *et al.*, 2005; Manson, 2002; Pierre et Lahousse, 2006; Rinaldi *et al.*, 2004).

Ces facteurs conditionnent à leur tour l'occurrence de processus géomorphologiques qui provoquent directement le recul des falaises meubles. Plus spécifiquement, il s'agit de la submersion côtière (de la Vega-Leinert et Nicholls, 2008; Kirshen *et al.*, 2008; Paskoff, 2004; Sterr, 2008), du sapement par les vagues (Forbes *et al.*, 2004; Lee, 2008; Lim *et al.*, 2011; McCulloch *et al.*, 2002; Ruggiero *et al.*, 2001; Trenhaile, 2011), des mouvements de masse (Bernatchez, 2003; Bezerra *et al.*, 2011; Dubois, 1979; Lee *et al.*, 2002; Pierre, 2005, 2006), de la dessiccation (Bernatchez et Dubois, 2008; Corriveau, 2010; Couper et Maddock, 2001; Gaskin *et al.*, 2003), des coulées argileuses (Grondin, 1978), de la suffosion (Bernatchez et Dubois, 2008; Dredge et Thom, 1976) et de la cryoclastie (Bernatchez et Dubois, 2008; Couper, 2003; Couper et Maddock, 2001; Dionne et Brodeur, 1988; Gaskin *et al.*, 2003; Lawler, 1986; Odegard et Sollid, 1993; Stott, 1997; Trenhaile et Mercan, 1984). Malgré la connaissance de ces nombreux processus, peu d'études portent sur la quantification de leur action simultanée sur les côtes. Les quelques auteurs ayant tenté d'évaluer la contribution de chacun des processus, soit par des mesures de terrain (Bernatchez et Dubois, 2008;

Bernatchez, Jolivet et Corriveau, 2011; Corriveau, 2010; Hénaff *et al.*, 2002; Manson, 2002) et/ou en laboratoire (Daigneault, 2001) ont démontré que l'érosion associée aux vagues était souvent surestimée par rapport aux autres processus en milieu tempéré froid. En effet, certaines études montrent que les taux de recul les plus importants étaient enregistrés en période hivernale, soit en présence d'un pied de glace qui protège les côtes de l'action des vagues (Bernatchez et Dubois, 2008; Corriveau, 2010) alors que d'autres études font ressortir que des conditions climatiques et environnementale inhérentes à l'hiver, tel que les redoux et la fonte printanière, étaient responsables d'une érosion importante (Bernatchez, Jolivet et Corriveau, 2011; Corriveau, 2010). L'une des difficultés majeures de la quantification des processus est qu'elle nécessite l'acquisition de données sur l'ensemble de l'année, ce qui explique le peu de connaissances que nous possédons actuellement sur la dynamique saisonnière de l'érosion côtière. En effet, les échelles temporelles les plus couramment utilisées impliquent soit plusieurs années, voire dizaines d'années (Dolan, Hayden et May, 1983; Pierre, 2006) ou quelques années, avec des mesures prises en période de beau temps estival (Dubois et Lessard, 1986; Lee, 2008). Cela fait en sorte que de nombreux processus passent inaperçus. Une autre particularité de ces travaux est qu'ils calculent tous des taux de recul dans une dimension de longueur [L] et non en termes de volume [L³] ou de superficie [L²], ce qui est pourtant déterminant dans les bilans sédimentaires des plages et pour la gestion des zones côtières (Marques, 2008).

Une autre lacune concernant ces processus géomorphologiques est qu'ils sont surtout étudiés sur des côtes composées de matériaux consolidés et relativement homogènes. Emery et Khun (1982) avaient déjà comparé l'effet des processus subaériens versus les processus marins sur la forme des talus composés de différentes lithologies, mais bien que cette étude soit devenue une référence importante, elle n'a eu que peu d'applications concrètes. Au Québec maritime, et particulièrement sur la Côte-Nord du fleuve Saint-Laurent, la dernière déglaciation a permis l'édification de vastes deltas qui sont aujourd'hui émergés et qui sont exposés aux processus d'érosion côtière (Bernatchez, 2003; Dubois, 1979). Ceux-ci sont caractérisés par une succession de différentes lithologies et sont souvent couverts de vastes tourbières. Leur mode de recul est mal connu, de même que leur rythme d'érosion. Ces falaises meubles à sommet tourbeux couvrent pourtant près de 25% de la côte de la moyenne

et de la basse Côte-Nord (Gérardin et Grondin, 1984) et d'importantes superficies en haute Côte-Nord (Shaw *et al.*, 1998) et méritent d'être étudiées au regard des différents processus géomorphologiques. À ce jour, elles n'ont fait l'objet d'aucune étude en particulier et n'ont fait l'objet que de brèves références au sein d'autres travaux (Bernatchez, 2003; Dubois et Lessard, 1986; Hardy, Savard et Lalumière, 1998).

En plus de posséder une stratigraphie particulière, la compréhension de la dynamique des tourbières côtières est essentielle dans le contexte des changements climatiques. En effet, ceux-ci sont fortement associés à la concentration de gaz à effet de serre dans l'atmosphère (GIEC, 2007), dont le carbone, qui est abondant dans les tourbières (Rydin et Jeglum, 2006). Payette et Rochefort (2001) estiment qu'il y a en moyenne entre 25 kg et 100 kg de carbone organique par mètre carré dans les tourbières boréales du Québec et du Labrador. En regard à l'hypothèse largement admise d'une hausse du niveau marin et d'un changement dans le régime des températures et des précipitations, une érosion accrue des littoraux est à envisager (GIEC, 2007). Dans le cas des falaises à sommet tourbeux, cela se traduira par une perte des tourbières côtières et donc d'une perte nette de puits de carbone. Certains auteurs s'inquiètent que cela provoque un effet de rétroaction positif sur l'érosion côtière dans le cas où le climat continuerait de se modifier (Shaw *et al.*, 1998; Tarnocai, 2006). Afin d'être en mesure d'évaluer cet effet de rétroaction, il est important d'estimer le volume et la superficie de carbone organique libéré par l'érosion des tourbières côtières et de déterminer dans quelle mesure ces quantités sont liés aux conditions climatiques, ce que nous ignorons actuellement.

1.2 Objectifs

L'objectif principal de cette recherche est de comprendre comment les conditions environnementales, climatiques et litho-stratigraphiques affectent le mode et la vitesse de recul des falaises à sommet tourbeux. En ce sens, cinq objectifs spécifiques sont aussi poursuivis :

- i. Quantifier le rythme d'évolution à long terme (depuis 1930) et de manière saisonnière (2009-2011) des falaises à sommet tourbeux de cinq secteurs situés sur quatre complexes deltaïques de la Côte-Nord du Saint-Laurent.

- ii. Évaluer la variabilité spatiale et temporelle du rythme de recul de ces falaises.
- iii. Identifier les facteurs clés qui conditionnent les taux d'érosion et les modes de recul qui y sont associés.
- iv. Estimer l'influence de différents paramètres climatiques (température de l'air, précipitations, vents) et facteurs environnementaux (litho-stratigraphie, état de la côte et de la plage, processus actifs, conditions hydriques et d'enneigement) sur la vitesse de recul des falaises.
- v. Mesurer la perte de superficie des milieux tourbeux et évaluer le volume des sédiments qui est retourné vers les eaux côtières.

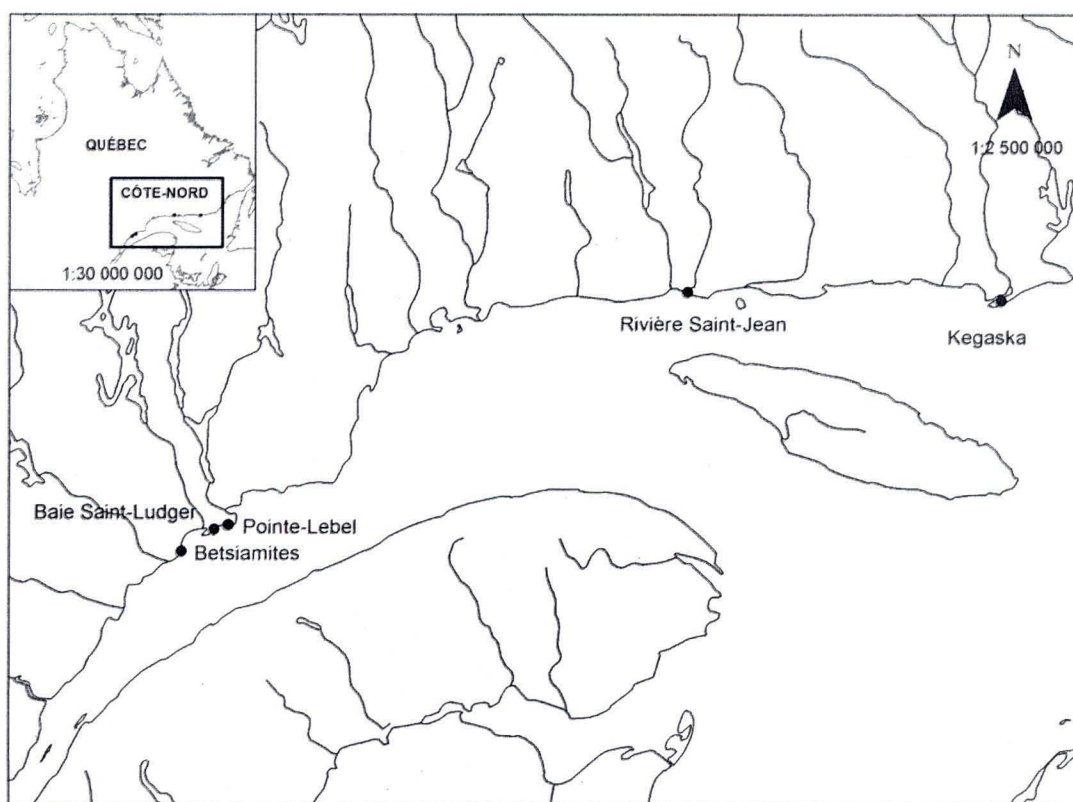
1.3 Présentation du mémoire

Le deuxième chapitre de ce mémoire présente la zone choisie pour la réalisation de ce projet ainsi que les cinq sites qui ont été sélectionnés pour des analyses plus détaillées. Le chapitre trois expose la démarche méthodologique privilégiée pour l'atteinte des objectifs et les résultats obtenus sont présentés au quatrième chapitre, sous forme de bilans historiques et saisonniers. Une cartographie détaillée illustrant la répartition spatiale des différentes variables environnementales sera aussi présentée ainsi qu'une schématisation des modes de recul observés. Au cinquième chapitre, une interprétation de ces résultats est proposée conjointement à une discussion appuyée par la littérature. Elles visent à expliquer la variabilité spatiale et temporelle des rythmes de recul à l'intérieur d'un même site et entre les sites d'étude. En terminant, les principales conclusions qui ressortent de cette recherche ainsi que les perspectives pour la poursuite de l'acquisition des connaissances sont rappelées dans un sixième chapitre.

CHAPITRE II

LOCALISATION ET DESCRIPTION DES SITES D'ÉTUDE

La région choisie pour réaliser cette étude est la Côte-Nord de l'estuaire maritime et du golfe du Saint-Laurent entre le secteur de Betsiamites (Pessamit) à l'ouest, et de Kegaska à l'est. Cette zone d'étude s'étend sur environ 550 kilomètres de côte et couvre un gradient latitudinal et longitudinal important à l'échelle du Québec maritime. De vastes tourbières ombrothrophes occupent sporadiquement les rives du Saint-Laurent, particulièrement sur les importants complexes deltaïques formés au contact de la Mer de Goldthwait lors de la dernière déglaciation et qui sont aujourd'hui exondés à la suite du relèvement isostatique. Cinq secteurs aux conditions hydrodynamiques, stratigraphiques et climatologiques différentes ont été sélectionnés parmi ces tourbières pour faire l'objet d'analyses. Il s'agit des secteurs de Betsiamites, Baie Saint-Ludger, Pointe-Lebel, Rivière Saint-Jean et Kegaska. Leur localisation ainsi que leurs caractéristiques géographiques générales sont présentées à la Figure 2. 1 et au Tableau 2. 1.



Système de référence et projection: Lambert Conforme Conique
Données sources: Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune

Figure 2. 1 Localisation des sites d'étude.

Tableau 2. 1 Localisation et caractéristiques géographiques générales des sites à l'étude

Nom du site	Abréviation	Limite ouest	Limite est	Fuseau MTM	Longueur du segment étudié
Betsiamites	BET	221 696,438mE 5 423 431,726mN	221 540,502mE 5 425 500,193mN	6	2075m
Baie Saint-Ludger	BSL	241 512,874mE 5 436 658,546mN	242 401,747mE 5 437 714,951mN	6	1375m
Pointe-Lebel	PTL	249 129,109mE 5 439 515,287mN	251 135,854mE 5 439 418,747mN	6	2000m
Rivière Saint-Jean	RSJ	314 109,010mE 5 573 177,496mN	316 032,530mE 5 571 944,142mN	5	2290m
Kegaska	KEG	290 560,738mE 5 550 530,619mN	296 005,188mE 5 552 721,653mN	4	5900m

2.1 Contexte géomorphologique

2.1.1 Betsiamites

La réserve innue de Pessamit, anciennement Betsiamites, se trouve à environ 45 kilomètres à l'ouest de Baie-Comeau, ce qui en fait la zone d'étude à la fois la plus occidentale et méridionale de ce projet. Le secteur analysé est situé directement au nord du village et s'étend sur 2075 mètres (Figure 2. 2). Il est délimité au sud par un canal de drainage d'origine anthropique et au nord par une zone forestière qui s'étend vers la rivière Papinachois. La falaise qui compose ce segment est orientée vers l'est et a une hauteur comprise entre 8 et 10 mètres. À l'avant de celle-ci, une plage sableuse ainsi qu'une large batture de 1,5 kilomètres s'étend vers le large.

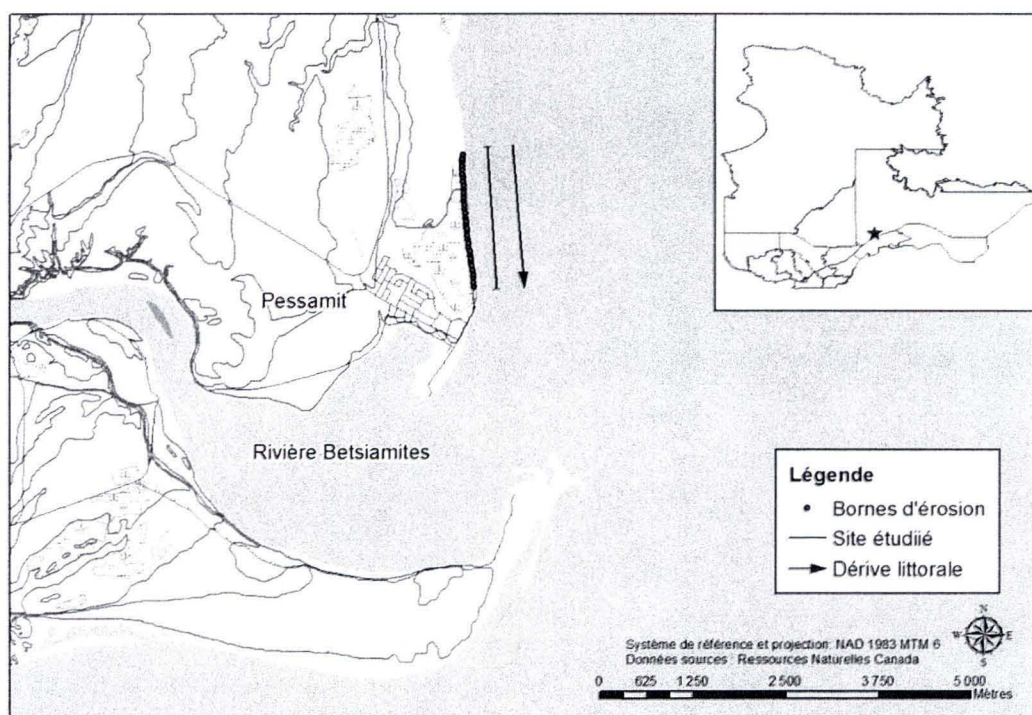


Figure 2. 2 Site de Betsiamites.

Le territoire de Betsiamites repose sur une plaine côtière large de 7,5 km formée par un complexe deltaïque qui a été alimenté par les rivières Betsiamites, Nipi et Papinachois. L'encaissement de la rivière Betsiamites au cours de l'Holocène a découpé la plaine en différents niveaux de terrasses fluviales qui présentent des cicatrices de glissement. La plus haute dans ce secteur est à une altitude de 60 m (Bernatchez, 2003). Trois niveaux de terrasses littorales composent aussi le paysage. La plus élevée se situe à une altitude de 90-100 mètres et se termine par une falaise morte. Elle est entrecoupée d'îlots rocheux qui font la transition avec le piedmont Laurentidien. Ces roches sont cristallines, principalement des migmatites à trame de gneiss et de paragneiss, et appartiennent à la province géologique de Greenville (Franconi, Sharma et Laurin, 1975). La seconde terrasse littorale s'incline sur une distance de 3,9 km et passe d'une altitude de 70 mètres à 20-25 mètres. La dernière, large de 0,8 à 1,2 km, a une altitude de 8 à 10 mètres et se termine par une falaise littorale majoritairement active au site d'étude (Bernatchez, 2003).

Cette falaise présente des faciès caractéristiques des deltas postglaciaires et a extensivement été décrites par Bernatchez (2003). Les conditions ayant mené à la paludification du site sont encore peu documentées. Des travaux en cours préciseront la chronologie de ces processus. On estime cependant que l'entourbement aurait commencé vers 2,6 ka (Dionne, 2008) et que le taux d'accumulation serait de 13 cm/siècle (Bernatchez, 2003). Aujourd'hui, cette tourbière est plutôt uniforme, non structurée et seules quelques mares sont présentes dans la partie septentrionale.

2.1.2 Péninsule de Manicouagan

Les sites de Baie Saint-Ludger et de Pointe-Lebel sont tous deux localisés sur la péninsule de Manicouagan, à une quinzaine de kilomètres à l'ouest de la ville de Baie-Comeau. Ils reposent sur un important complexe deltaïque formé par les rivières Manicouagan et aux Outardes au cours de l'Holocène. Il possède une superficie de 145 km² et a un front de 32 kilomètres sur l'estuaire maritime du fleuve Saint-Laurent (Figure 2. 3). Le site de Baie Saint-Ludger a une longueur de 1375 mètres. La falaise qui la compose est d'une hauteur variant entre 13 et 18 mètres et est orientée vers le sud-est. À Pointe-Lebel, la falaise a aussi une hauteur comprise entre 10 et 15 mètres, mais elle est orientée directement

vers le sud. Le segment étudié est long de 2000 mètres. Dans les deux cas, la plage est sableuse et le bas-estran découvre à marée basse une batture composée en surface de sables fins qui couvrent une surface d'érosion entaillée dans des silts-argileux prodeltaïques (Bernatchez, 2003). Elle est large d'environ 2,5 kilomètres.

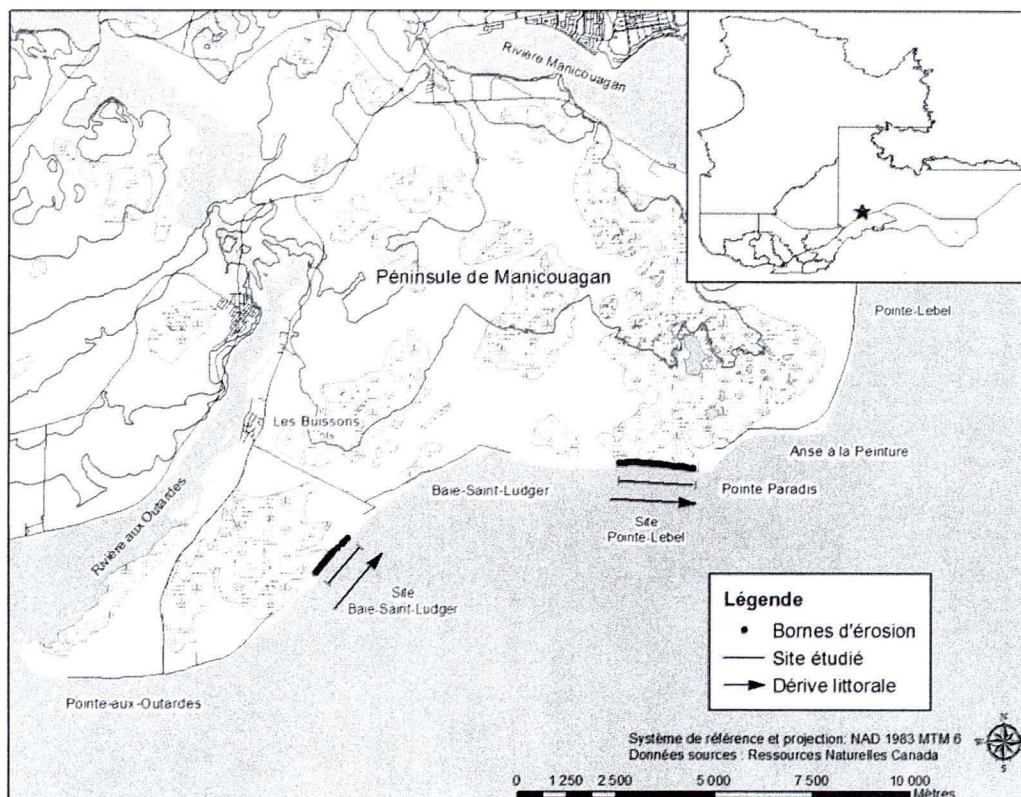


Figure 2. 3 Sites de Baie Saint-Ludger et de Pointe-Lebel.

La péninsule de Manicouagan forme une vaste plaine côtière qui s'avance sur 10 kilomètres en moyenne dans le fleuve Saint-Laurent. Elle présente une surface relativement plane mais elle est découpée par de nombreuses terrasses d'origine fluviale ou marine qui ont des altitudes comprises entre 5 et 107 mètres (Bernatchez, 2003). Près du piedmont Laurentidien, de petites collines ou des butons rocheux apparaissent dans le paysage. Deux formations géologiques dominent dans cette région. La première, présente surtout à l'est du territoire, est un complexe gneissique comprenant des gneiss gris à quartz-plagioclase-biotite et/ou hornblende. Le second complexe est composé de migmatites à trame de gneiss et de paragneiss (Franconi, Sharma et Laurin, 1975).

Par ailleurs, les dépôts meubles dominant grandement à la surface de la péninsule. Pour l'essentiel, il s'agit de dépôts d'origine deltaïque exondés qui présentent une stratigraphie composée, de la base au sommet, de silts argileux ou sableux d'origine prodeltaïque, de sables d'origine fluviodeltaïque et/ou infratidale et/ou littorale, de sables fins intertidaux et de tourbe (Bernatchez, 2003). Sur la frange littorale de Baie Saint-Ludger, cette tourbe a une épaisseur variant entre 0,60 m et 1,5 m mais elle atteint jusqu'à 6 mètres en s'éloignant de la côte. La végétation est composée d'une strate arbustive d'épinettes noires rabougries et de quelques mélèzes qui ont un recouvrement d'environ 20%. La strate arbustive est dominée par les éricacées (principalement *Chamaedaphne calyculata*) et la strate herbacée par *Rubus chamaemorus* (Simard, 1976). Selon Dionne (2008), la tourbe s'accumule à un rythme compris entre 0,62 et 0,75 mm/an et la base de la tourbe a été daté à 3250 ± 70 BP par Bernatchez (2003). À Pointe-Lebel, le taux moyen d'accrétion de la tourbe est similaire ; 0,69 mm/an et l'épaisseur de cette dernière est d'environ 2,5 m (Dionne, 2008). Elle est désignée comme une tourbière à sphaignes et *Chamaedaphne calyculata*, ouverte et parsemée de quelques mares non structurées (Simard, 1976).

2.1.3 Rivière Saint-Jean

Le site de Rivière Saint-Jean est localisé dans la municipalité du même nom, à environ 160 kilomètres à l'est de Sept-Îles et 60 kilomètres à l'ouest de Havre Saint-Pierre. Le secteur à l'étude s'étend sur 2290 mètres et est délimité à l'est par une flèche littorale végétalisée et à l'ouest par une zone forestière qui s'étire vers la rivière Magpie (Figure 2. 4). Les sols de cette zone sont tous organiques, mais il y a une alternance de sections boisées et de tourbières ouvertes, ces dernières correspondant surtout à des paléo-chenaux de la rivière Saint-Jean. La hauteur de la falaise du secteur étudié est comprise entre 2 et 15 mètres et est très variable latéralement. La côte est orientée dans l'axe nord-ouest/sud-est et fait donc face au sud-ouest. Ce site est également caractérisé par une plage plus étroite, plus basse et avec des sédiments plus grossiers (incluant des galets) par rapport aux autres sites à l'étude. La batture est étroite à l'avant de la falaise; elle s'étend sur quelques dizaines de mètres au plus.

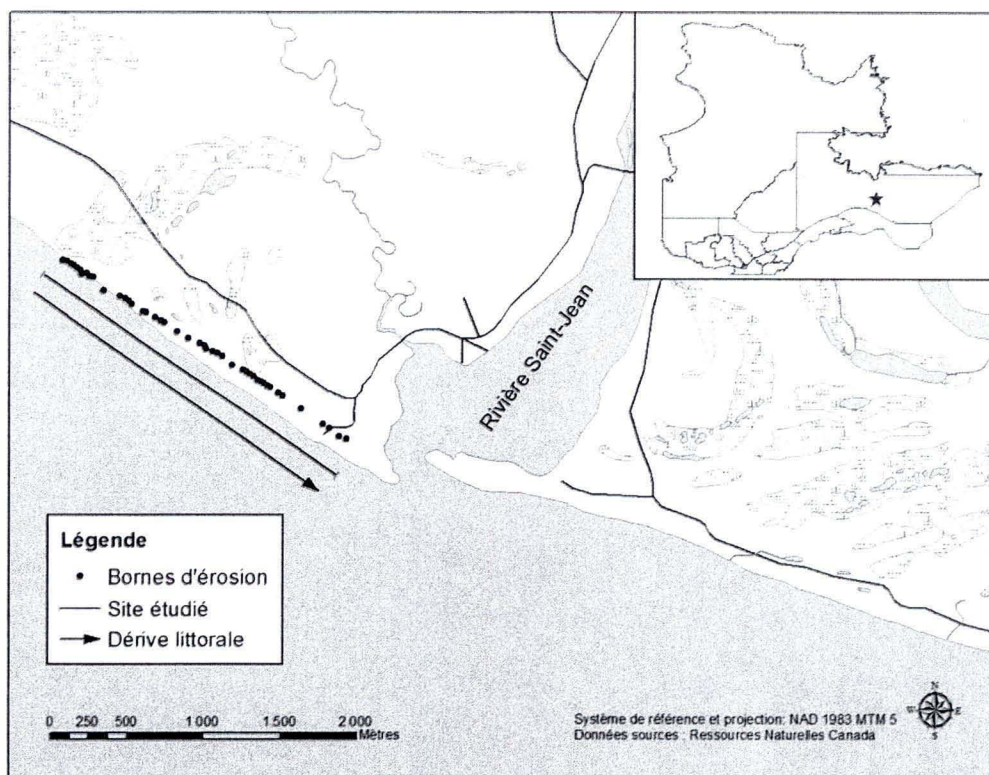


Figure 2. 4 Site de Rivière Saint-Jean.

La géologie de la région de Rivière Saint-Jean est liée à la province géologique de Grenville et le substratum rocheux est surtout composé de mangerite (Sharma et Franconi, 1975). Par contre, la frange littorale est composée d'un complexe deltaïque formé par la coalescence des deltas des rivières Magpie et Saint-Jean, formant une plaine côtière large de 10 kilomètres (Dubois, 1979). De nombreuses terrasses d'origine marine ou fluviale qui se terminent par des falaises mortes d'une hauteur comprise entre 15 et 75 m découpent aussi la plaine. À la surface, la tourbe s'est généralement accumulée au dessus d'un orstein ou d'une unité intertidale à un rythme qui n'a pas encore été documenté dans la littérature pour former un bog (tourbière ombrothrophe) non structuré (Dubois, 1979). Cette tourbe a maintenant une épaisseur variant entre 1 et 3 mètres et est colonisée principalement par *Chamaedaphne calyculata* mais aussi par *Cladonia rangiferina*, *Scirpus cespitosus* et *Picea mariana* (Gérardin et Grondin, 1984).

2.1.4 Kegaska

La zone d'étude la plus septentrionale et orientale de ce projet est localisée à une dizaine de kilomètres à l'est de la rivière Natashquan et à environ 25 kilomètres à l'ouest de la municipalité de Kegaska, sur la Basse Côte-Nord du Québec. C'est aussi la zone la plus étendue, puisqu'elle couvre 5900 mètres de côte (Figure 2. 5). Elle est délimitée à l'ouest par une succession d'anciens dépôts de plages soulevées et à l'est par une falaise au sommet forestier à l'avant de laquelle le développement d'une terrasse de plage a ralenti le rythme d'évolution du trait de côte. Le site est également caractérisé par une plage large à pente prononcée sur laquelle se retrouvent beaucoup de minéraux ferromagnésiens. La falaise du segment étudié a une hauteur moyenne de 10 mètres.

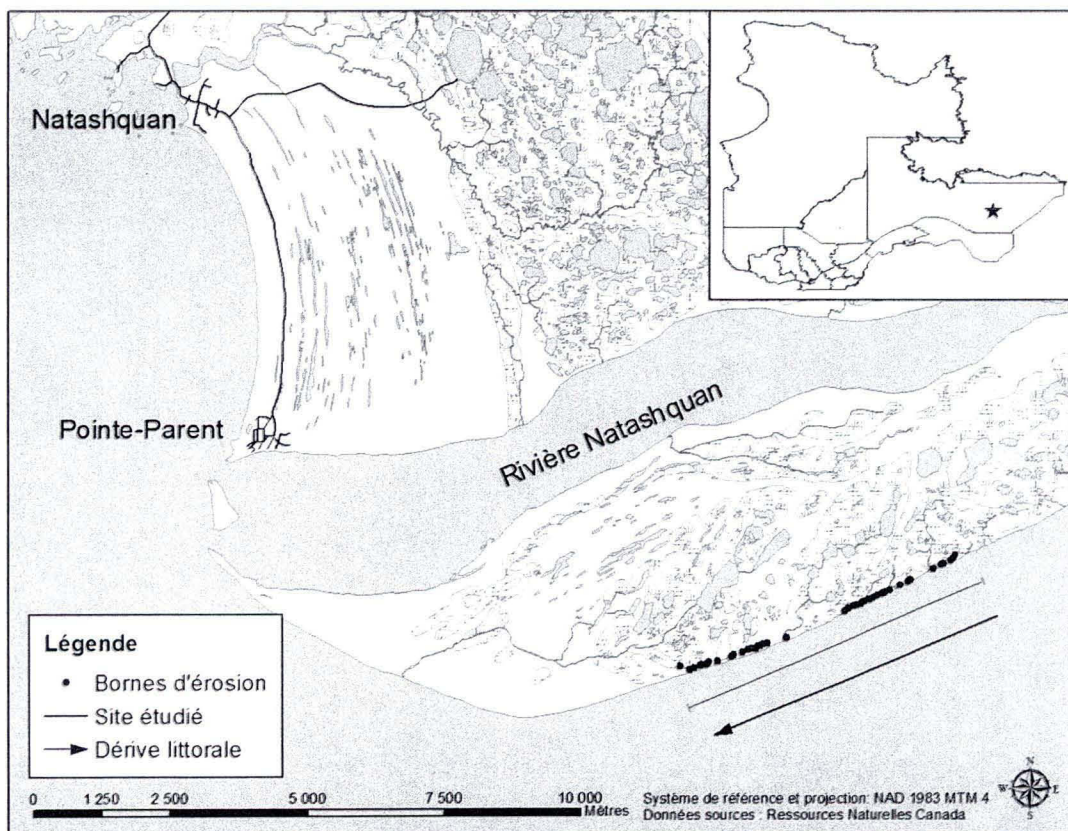


Figure 2. 5 Site de Kegaska.

Le site de Kegaska est en bordure d'une large plaine côtière de 20 kilomètres formée par le delta exondé de la rivière Natashquan et sur lequel peu de roche mère affleure. Une série de paléolignes de rivages émergés de la rivière Natashquan est toutefois bien visible à la surface des sédiments deltaïques, dont l'épaisseur varie entre 30 m et 50 m (Sala et Long, 1989). Ces sédiments deltaïques sont façonnés en terrasses sablonneuses qui constituent le littoral actuel du secteur. La géologie de la région est liée à la province structurale de Grenville, dominée par les gneiss, granites, granodiorites, anorthosites et schistes (Stockwell *et al.*, 1970). La plaine côtière est majoritairement couverte de bogs non structurés appartenant à un groupement de sphaignes (*Sphagnum nemoreum* et *Sphagnum fuscum*) et de cladonie (*Cladonia rangiferina*). Quelques parcelles plus humides ont plutôt un groupement de *Scirpus cespitosus* à *Sphagnum nemoreum* (Buteau, 1986). Elle est entaillée par de multiples chenaux qui tirent leur origine des nombreuses mares qui fractionnent les tourbières. L'épaisseur de la tourbe est plutôt uniforme sur l'ensemble de la section étudiée et est comprise entre 0,5 et 1,0 mètre. Il n'existe actuellement pas de données relatives à l'âge et au taux d'accrétion de la tourbière de Kegaska, mais ces valeurs sont respectivement de 6510 ± 110 BP et 0,31 mm/an pour une tourbière située directement à l'ouest de la rivière Natashquan, à environ 8 kilomètres au nord du site à l'étude (Dionne, 2008).

2.2 Conditions climatiques

Les données climatiques pour la région de Betsiamites et de la péninsule de Manicouagan proviennent de la station météorologique du service de l'environnement atmosphérique du Canada située à l'aéroport de Baie-Comeau, sur la péninsule de Manicouagan (#7040440) (Environnement Canada, 2011). Le climat est tempéré et humide avec un été relativement court (Peel, Finlayson et McMahon, 2007). Selon la classification de ces auteurs, ce climat est d'ailleurs le même pour l'ensemble de la Côte-Nord. La normale pour la température moyenne annuelle est établie à 1,5°C, mais on observe de grandes variabilités saisonnières (Figure 2. 6). À ce titre, la moyenne des températures hivernales (décembre, janvier, février) est de -12,4°C. Il y a des précipitations toute l'année dont environ 35% tombent sous forme neigeuse (Figure 2. 7). Le régime des vents montre une prédominance des vents de l'ouest et du sud-ouest et des vitesses moyennes maximales en automne et en hiver.

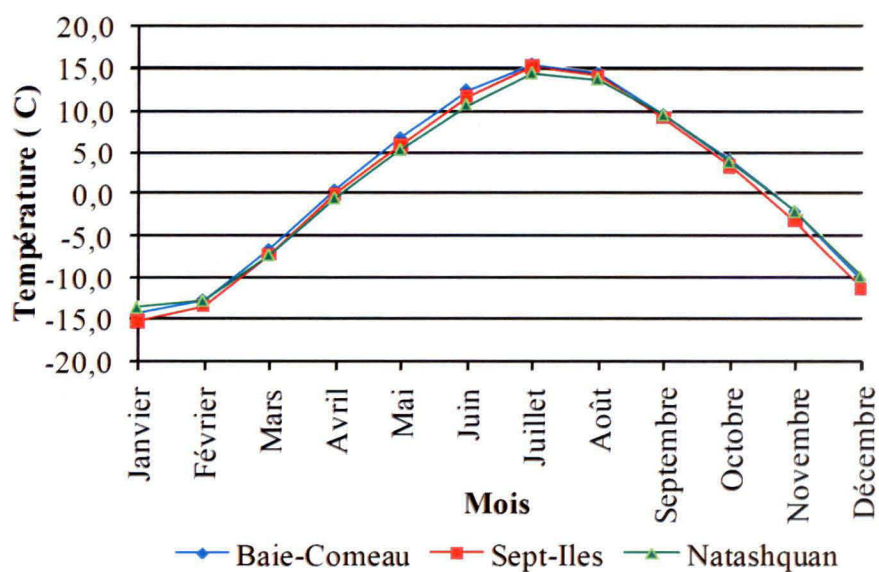


Figure 2. 6 Températures moyennes mensuelles aux stations météorologiques de Baie-Comeau, Sept-Iles et Natashquan (1970-2000).

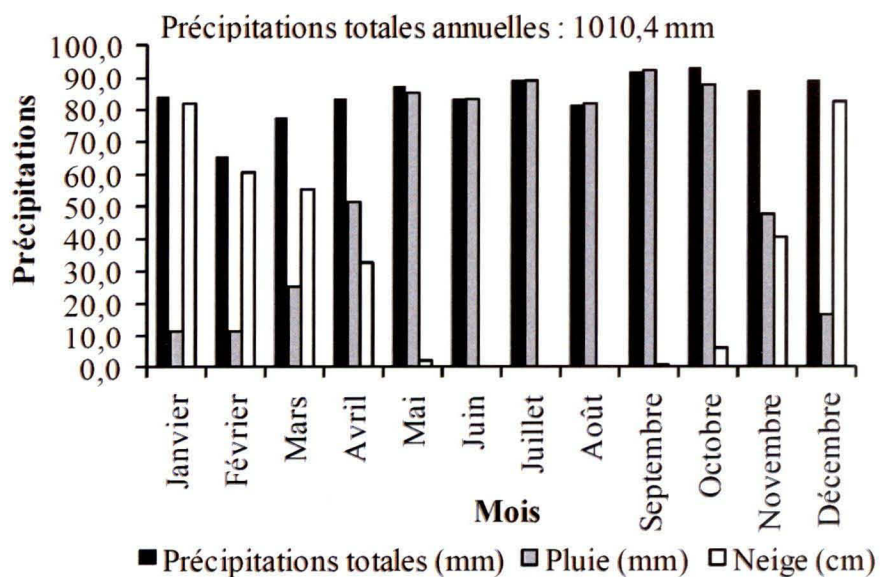


Figure 2. 7 Précipitations moyennes mensuelles, station météorologique de Baie-Comeau (1970-2000).

La situation est légèrement différente pour la région de Rivière Saint-Jean, dont les données climatiques sont enregistrées à l'aéroport de Sept-Îles (station #7047910) (Environnement Canada, 2011). Les températures moyennes annuelles et hivernales sont plus froides, 0,8°C et -12,8°C respectivement, et les précipitations totales annuelles sont plus abondantes (Figure 2. 8). Par contre, la même proportion tombe sous forme neigeuse, soit 35%. Les vents enregistrés sont un peu plus légers (14,7 km/h en moyenne) en raison de la localisation de la station de Sept-Îles à l'arrière-côte, et ils proviennent plutôt de l'est et du nord.

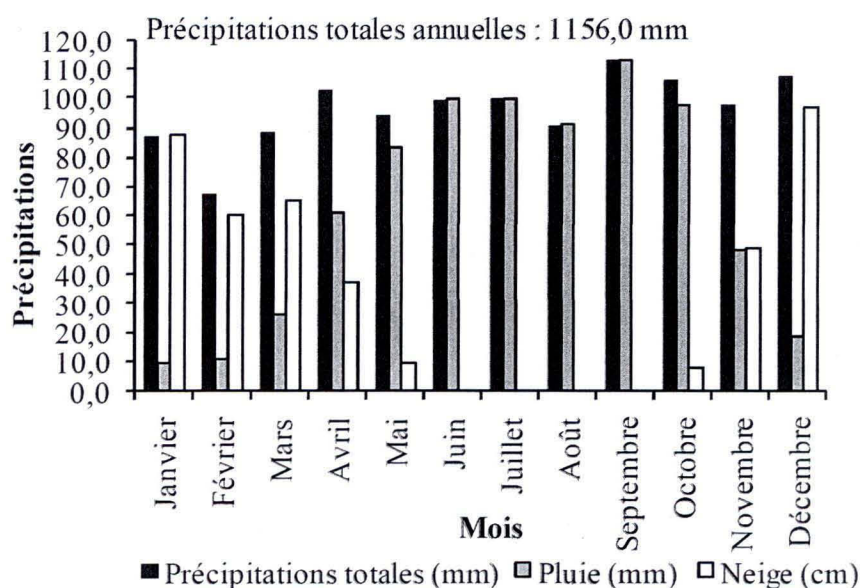


Figure 2. 8 Précipitations moyennes mensuelles, station météorologique de Sept-Îles (1970-2000).

À Kegaska, la température moyenne annuelle est intermédiaire puisqu'elle est de 1,1°C. Par contre, l'hiver est légèrement plus doux car la température moyenne pour cette saison est -12,0°C. Les précipitations sous forme de neige sont relativement moins abondantes par rapport aux autres sites car elles représentent 32% des précipitations annuelles totales (Figure 2. 9). Les vents sont plus forts, 15,9km/h en moyenne, et leurs directions dominantes sont de l'ouest et du nord-ouest. Ces normales climatiques proviennent de la station météorologique de l'aéroport de Natashquan (#7045400) (Environnement Canada, 2011).

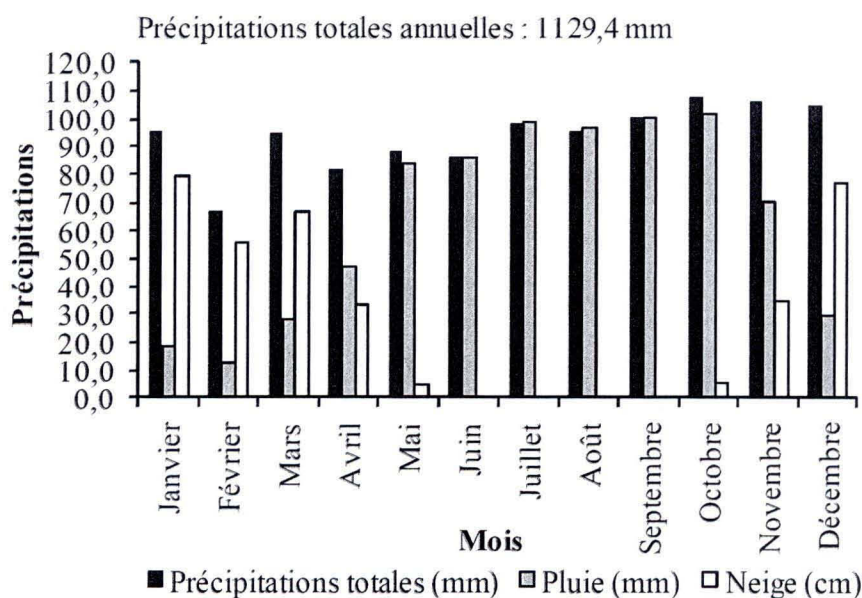


Figure 2. 9 Précipitations moyennes mensuelles, station météorologique de Natashquan (1970-2000).

2.3 Conditions océanographiques

Betsiamites, Baie Saint-Ludger et Pointe-Lebel sont affectés par un régime de marées mixtes semi-diurnes dont le marnage et les niveaux d'eau atteints (moyens, de pleine mer supérieure et extrêmes), enregistrés à Baie-Comeau, sont montrés au Tableau 2. 2. La vitesse maximale du courant de flot et de jusant est de 2,0 nœuds (Pêches et Océans Canada, 2008). Des courants côtiers saisonniers (en été) et transversaux ont été rapportés entre autre par El-Sabh *et al.* (1982), Koutitonsky *et al.* (1990) et Smith *et al.* (2006) dans cette région. Ils seraient provoqués par des systèmes tourbillonnaires cycloniques et stationnaires dans la région de Tadoussac et des systèmes anticycloniques et également stationnaires situés entre Rimouski et Pointe-des-Monts. S'ajoutent aussi des courants fluviaux induits par les rivières Betsiamites, aux Outardes et Manicouagan qui ont un débit respectif d'environ 400 m³/s, 389 m³/s et 1 002 m³/s. (Comité ZIP de la rive nord de l'estuaire, 2010; MDEEP, 2002) et qui peuvent également favoriser l'évacuation des sédiments vers le chenal Laurentidien (Bernatchez, 2000). Ces débits sont relativement constants pendant l'année étant donné que ces trois rivières sont régularisées par des barrages hydroélectriques situés en amont.

Tableau 2. 2 Principales caractéristiques océanographiques, d'après Pêches et Océans Canada (2008)

Sites	Niveaux moyens	Marnages		Pleines mers supérieures		Extrêmes
		Marée moyenne	Grande marée	Marée moyenne	Grande marée	Pleine mer
Baie-Comeau	1,8m	3,0m	4,3m	3,4m	4,2m	4,9m
Mingan	1,1m	1,7m	2,5m	2,1m	2,6m	na
Kegaska	1,0m	1,2m	1,8m	1,6m	1,9m	na

Des courants de dérive littorale sont aussi observés aux trois sites. À Betsiamites, le secteur à l'étude est localisé environ au centre de la cellule hydrosédimentaire qui est délimitée par les rivières Papinachois et Betsiamites et dont la dérive va du nord vers le sud. Le site de Baie Saint-Ludger est en position centrale par rapport à sa cellule hydrosédimentaire, qui porte le même nom. La dérive littorale déplace les sédiments à partir du sud-ouest et vers le nord-est. À Pointe-Lebel, le sens du courant de dérive littorale va plutôt vers l'est. Le site est situé à l'extrémité ouest de la cellule hydrosédimentaire de Pointe-Paradis, de laquelle il fait partie (Bernatchez, 2003).

Rivière Saint-Jean et Kegaska sont également affectés par un régime de marées mixtes semi-diurnes dont les niveaux atteints et le marnage, enregistrés respectivement à Mingan et à Kegaska (village), sont cependant inférieurs à ceux de Baie-Comeau (Tableau 2. 2). Des courants littoraux associés à la fois aux marées et à la houle ont été mesurés dans la région de Rivière Saint- Jean/Mingan. Les courants de marée sont alternatifs, parallèles à la côte et vont vers l'ouest lors du flot et vers l'est lors du jusant. Ils varient entre 24 et 50 cm/s en période de vives-eaux et 15 à 28 cm/s en période de mortes-eaux (Ross et Long, 1989). Les houles de l'ouest-sud-ouest (fetch de 230 km) et du sud-ouest (fetch de 120 km) ont une période de 6 à 8 secondes et ont une hauteur moyenne de 2m et atteignent 4-5 mètres lors des tempêtes (Ross et Long, 1989). Des courants fluviaux sont aussi provoqués par la rivière Saint-Jean qui a un débit de 1035m³/s en crue et de 85m³/s à l'étiage (Cataliotti-Valdina et Long, 1983). Quant à la principale dérive littorale, la photo-interprétation indique qu'elle se dirige du nord-ouest vers le sud-est.

Les courants tidaux à Kegaska varient entre 15 et 20 cm/s (Koutitonsky *et al.*, 1991). Il n'existe pas de données sur le régime des vagues à Kegaska, mais pour l'ensemble de la Côte-Nord, Ploeg (1971) obtient une hauteur moyenne des vagues de 0,6 à 1,6 m. En raison de sa position, la région de Natashquan et de Kegaska est soumise aux houles de l'Atlantique qui entrent par le détroit de Cabot au sud-sud-est (Sala et Long, 1989). La rivière Natashquan qui se jette à proximité de la zone étudiée a un débit moyen de 481 m³/s, 2400 m³ en crue et 200 m³/m à l'étiage (Ministère des Richesses Naturelles, 1971). La dérive littorale dominante transporte les sédiments d'est en ouest (Sala et Long, 1989).

2.4 Glaciel

L'ensemble de la Côte-Nord du Saint-Laurent est soumise à une période glacielle qui s'étend sur environ quatre mois. Elle débute généralement dans la deuxième moitié du mois de décembre et se termine entre la fin du mois de mars et la mi-avril, avec le démantèlement du pied de glace par l'action des vagues et lorsque les températures dépassent le point de congélation (Bernatchez et Dubois, 2008). Les côtes sont ainsi soustraites de l'impact des vagues pendant cette période.

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

3.1 Évolution historique

Les taux de déplacement historiques de la côte ont été obtenus par la photo-interprétation de plusieurs séries de photographies aériennes acquises entre 1930 et 2006 qui couvrent les sites d'étude. Leurs échelles varient entre 1:15 000 et 1:40 000 (Tableau 3. 1). Les intervalles d'années entre les couvertures utilisées dans le cadre de cette recherche ont été choisis afin de correspondre au mieux aux durées des anomalies climatiques des différents paramètres climatiques pour chacune des régions, dans l'optique d'éventuellement vérifier s'il y a un lien entre ces paramètres et le rythme d'évolution de la côte. Ces anomalies sont détectées à même la série temporelle du paramètre climatique qui nous intéresse sur laquelle est superposée la normale climatique (Figure 3. 1). Par exemple, les périodes où les températures sont généralement sous la normale climatique sont considérées comme des anomalies négatives et celles où les températures sont au-dessus de la normale climatique sont des anomalies positives.

Tableau 3. 1 Années d'acquisition des couvertures de photographies aériennes utilisées pour cette étude

Sites	Années	Échelles
Betsiamites	1931	1 : 12 000
	1950	1 : 40 000
	1964	1 : 15 840
	1979	1 : 20 000
	1987	1 : 15 000
	1996	1 : 15 000
	2006	1,20cm au sol
Péninsule Manicouagan	1931	1 : 12 000
	1965	1 : 15 840
	1972	1 : 15000
	1979	1 : 20 000
	1982	1 : 40 000
	1987	1 : 15 000
	1996	1 : 15 000
	2005	1 : 15 000
Rivière Saint-Jean	1948	1 : 40 000
	1967	1 : 15 840
	1976	1 : 15 000
	1983	1 : 40 000
	1989	1 : 15 000
	1997	1 : 40 000
	2005	1 : 20 000
Kegaska	1930	1 : 15 000
	1948	1 : 40 000
	1965	1 : 15 840
	1979	1 : 40 000
	1989	1 : 15 000
	1997	1 : 40 000
	2005	1 : 20 000

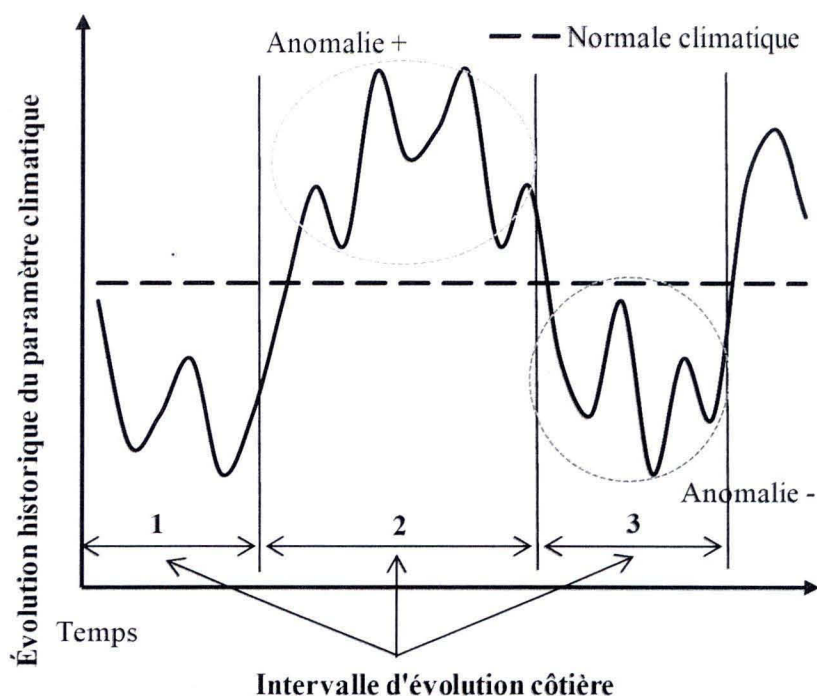


Figure 3. 1 Méthodologie pour repérer les anomalies climatiques.

Les photographies aériennes ont d'abord été numérisées à une résolution de 600 dpi pour les plus grandes échelles et de 1200 dpi pour les photographies au 1 :40 000. Cela a permis d'obtenir des pixels de moins de 1,0 mètre de côté dans 95% des cas. Seules quatre photographies ont des pixels compris entre 1 et 1,75m de côté, en raison d'une moins bonne qualité du document ou de la méthode d'acquisition. Il s'agit des 3 photos utilisées pour la couverture de 1948 à Kegaska et la photo utilisée pour 2006 à Betsiamites. Elles ont ensuite été intégrées dans le logiciel ArcGIS qui permet de leur attribuer une projection cartographique et de les géoréférencer spatialement. La couverture qui a servi de base pour cette dernière opération est celle de 2001 pour les sites de Betsiamites, Baie Saint-Ludger et Pointe-Lebel et celle de 2005 pour Rivière Saint-Jean et Kegaska. Il s'agit d'orthophotographies d'une résolution de 1 mètre. La couverture de 2001 n'a cependant pas été utilisée par la suite pour le calcul des taux d'érosion puisqu'elle ne coïncide pas avec les anomalies climatiques.

Le géoréférencement a ensuite été effectué pour toutes les autres photographies en partant des plus récentes et en remontant dans le temps afin d'avoir le plus d'éléments identiques entre les photos pouvant servir de points de contrôle. Ces points de contrôle sont des éléments fixes au sol, préférablement à une faible altitude et qu'il est possible de distinguer sur la photographie à géoréférencer et celle qui sert de référence. Au total, entre 15 et 20 points étaient d'abord placés sur chaque photographie. Ensuite, un tri permettant de conserver une bonne répartition des points au centre de l'image et près du littoral et qui en même temps diminuaient l'erreur quadratique moyenne (EMQ) de l'image a été effectué. À la fin, entre 8 et 10 points étaient conservés et l'EMQ était inférieure à 6 mètres dans tous les cas et inférieure à 2 mètres dans 79% des cas. L'absence de points de contrôle fiables a fait en sorte d'augmenter l'EMQ, particulièrement à Kegaska, où le paysage n'est pratiquement pas anthropisé.

La position du trait de côte a ensuite été numérisée dans le logiciel ArcGIS pour chacune des années couvertes par l'étude. Dans le cas des falaises, il s'agit de la rupture de pente du haut de la falaise (Bernatchez *et al.*, 2008). Afin d'obtenir une meilleure précision et d'éviter les déformations de bordure, le trait de côte a été tracé sur le tiers central des photographies seulement. D'autres imprécisions pouvaient également s'ajouter, dont le trait de crayon utilisé pour le traçage, mais en ayant recours à un pointeur numérique d'une largeur de 0,001mm, cette erreur a pratiquement été éliminée (Bernatchez, 2003). En calculant la distance entre plusieurs points fixes au sol entre les différentes photographies, nous avons calculé une marge d'erreur inférieure à 5 mètres. Selon Dubois *et al.* (2005), les méthodes de photogrammétrie utilisées sur les photographies aériennes numériques et l'utilisation des systèmes d'informations géographiques pour les mesures, telles qu'employées ici, permettent généralement d'avoir une erreur entre 5 et 10 mètres.

Les taux de déplacement moyens annuels ont été obtenus à l'aide de l'extension DSAS 2.0 du logiciel ArcGIS (Thieler, Martin et Ergul, 2003). Ce module génère des transects perpendiculaires aux traits de côte, à un intervalle de 50 mètres, ce qui permet de mesurer l'écart entre les années (Figure 3. 2). Les taux d'érosion sont calculés à partir de la méthode « end point rate » (Dolan, Fenster et Holmes, 1991). Il s'agit de prendre la distance totale du recul de la côte et de la diviser par le temps entre les mesures. En plus d'être simple, cette

technique possède l'avantage d'identifier les épisodes d'accélération, de stabilité et de décélération des taux de recul lorsque plusieurs combinaisons ont été obtenues. De plus, elle facilite la comparaison entre les années. Ces taux ont donc été calculés pour chaque série successive de photographies, et entre la plus ancienne et la plus récente afin de déterminer un taux de déplacement historique moyen. Afin d'assurer une cohérence des taux obtenus et de pouvoir les comparer entre les années, les transects sont restés inchangés entre les analyses. Par contre, ils ont tous été préalablement validés et légèrement déplacés lorsqu'ils étaient jugés imprécis ou mal positionnés (par exemple s'ils se trouvaient à l'intérieur d'une cicatrice de glissement de terrain et n'étaient pas perpendiculaires à la côte). Ainsi, 42 transects ont été nécessaires pour quantifier le déplacement du trait de côte de Betsiamites, 28 pour le site de Baie Saint-Ludger, 41 à Pointe-Lebel et 118 à Kegaska. À Rivière Saint-Jean, 46 transects ont été utilisés pour la majorité des intervalles. Par contre, lors de la prise de photo en 1967, un petit secteur de la tourbière n'a pas été couvert, ce qui fait en sorte que pour les intervalles 1948-1967 et 1967-1976, 31 transects ont été utilisés.

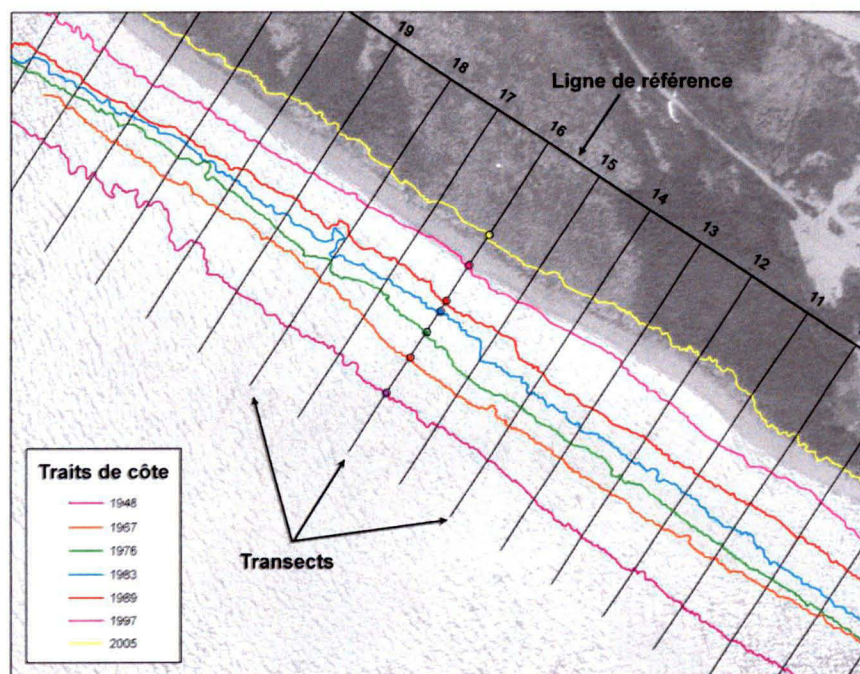


Figure 3. 2 Méthodologie pour le calcul des taux de déplacement historiques. Le déplacement est mesuré entre les points successifs qui correspondent à l'intersection entre les transects et le trait de côte.

3.2 Évolution annuelle et saisonnière

Les valeurs de recul récentes et saisonnières ont été acquises directement sur le terrain par des relevés de bornes de mesure. Il s'agit de piquets de bois placés le long du rivage dont la distance à l'implantation par rapport au trait de côte est connue et notée. La plupart de ces piquets ont été implantés entre le 16 juillet 2009 et le 19 septembre 2009. Par contre, certaines bornes qui font partie du réseau de la Chaire de Recherche en Géoscience Côtière et du laboratoire de dynamique et gestion intégrée des zones côtières de l'Université du Québec à Rimouski (LDGIZC, 2011) ont également été utilisées afin d'avoir des données sur une plus longue période. Elles sont en place depuis les étés 2000, 2002, 2005, 2007 et 2008 (Tableau 3. 2). Pour les fins de l'analyse, certaines mesures ou certaines bornes ont dû être annulées en raison de leur perte ou de mesures incohérentes.

L'implantation des bornes est réalisée de la manière suivante : un premier piquet est placé à 10 mètres perpendiculairement au trait de côte. Afin de prendre les mesures toujours dans le même angle par rapport au trait de côte initial, un second piquet est placé à 15 mètres. Celui-ci va servir d'une part de visée pour l'angle de la mesure, et d'autre part de borne de sécurité dans le cas où la première serait perdue, volée ou érodée (Figure 3. 3). Dans certains cas, le manque d'espace ou la présence d'arbres a fait en sorte que la distance entre les bornes et le trait de côte était différente de 10 et 15 mètres et/ou que des arbres aient remplacé les piquets de bois.

Tableau 3. 2 Années d'implantation des bornes de mesure

Site	Implantation 2009	Implantation antérieure	Annulées	Total
Betsiamites	39	0	4	35
Baie Saint-Ludger	16	6 (2008)	1	21
Pointe-Lebel	20	7 (5 en 2005 et 2 en 2007)	3	26
Rivière Saint-Jean	22	22 (2000)	1	43
Kegaska	32	11 (2002)	0	43



Figure 3. 3 Implantation des bornes de mesure.

La position exacte de chaque borne est acquise à l'aide d'un GPS conventionnel et un numéro d'identification unique leur est accordé. L'environnement dans lequel elles se trouvent est également caractérisé. Plus spécifiquement, la hauteur de la falaise, les grandes unités stratigraphiques de celle-ci, l'état de la côte, les processus géomorphologiques actifs, les formes particulières, le degré de végétalisation de la côte, la largeur de la plage et du haut de plage ainsi que toutes autres informations pertinentes sont notées.

Les mesures sont prises à l'aide d'un galon d'arpentage qui possède une précision millimétrique. Or, l'identification du trait de côte est sujette à quelques imprécisions. Dans certaines situations, la présence d'une végétation dense fait en sorte que la limite ne soit pas nette. De plus, puisque les mesures sont prises sur des falaises couvertes de tourbe, il est fréquent qu'il se forme des débords organiques qui « prolongent » la falaise. Ils ne doivent pas être inclus dans la mesure et il est parfois difficile de distinguer la portion non affaissée de ceux-ci, particulièrement en hiver. Il arrive aussi qu'il y ait des ruptures près de la limite de la falaise qui ne soient pas dues à l'érosion de celle-ci mais plutôt à la structure de la tourbière qui forme des ilots ou des petites buttes ; il faut donc rester vigilant afin d'acquérir la mesure au bon endroit. Ces erreurs peuvent rester limitées si les mesures sont toujours

prises par la même personne, mais les données utilisées dans cette étude ont été recueillies par deux personnes différentes. Il est donc raisonnable d'estimer la marge d'erreur à plus ou moins 5 à 10 centimètres. Cette confiance est cohérente avec la marge d'erreurs que s'accordent aussi les auteurs ayant utilisé la même méthodologie (Dubois *et al.*, 2005; Dubois et Lessard, 1986; Morisette, 2007).

À la suite de l'implantation des bornes à l'été 2009, des relevés ont été réalisés en septembre 2009, décembre 2009, avril 2010, juin 2010, septembre 2010, décembre 2010 et avril 2011. Ainsi, chaque saison a fait l'objet d'au moins une série de mesure et il a même été possible de comparer deux automnes et deux hivers successifs.

3.3 Segmentation côtière

Afin de documenter les conditions environnementales inhérentes à chaque site, une caractérisation géomorphologique a été effectuée. Les sites ont été marchés, observés et découpés à une résolution égale à celle d'un GPS conventionnel, soit environ 5 mètres. Des segments homogènes ont été délimités pour les cinq caractéristiques suivantes : état de la côte, hauteur de la falaise, processus géomorphologiques actifs, litho-stratigraphie et largeur de la plage. Ils ont été caractérisés selon les classes détaillées au Tableau 3. 3. Les segments ainsi obtenus ont été intégrés dans un système d'informations géographiques (ArcGIS), ce qui a permis de les superposer, de visualiser leur répartition spatiale et d'estimer les relations entre les paramètres, y compris avec l'érosion.

Tableau 3.3 Variables utilisées pour la segmentation et la caractérisation côtière

État de la cote		Hauteur	
Vive (érosion) (moins de 25% végétalisée)	a	Sans falaise	sf
Semi-végétalisée (entre 25 et 75% végétalisée)	sv	Microterrasse (- de 1,5 m)	mt
Stable ou végétalisée (plus de 75% végétalisée)	v	Basse (1,5 à 5 m)	B
Accumulation (progradation)	acc	Moyenne (5 à 10 m)	M
		Haute (10 à 20 m)	H
		Très Haute (+ de 20 m)	TH
Processus actifs			
Canal de drainage	cd		
Coulée argileuse	ca	Largeur	
Coulée boueuse (gel)	cb	<i>Haut estran</i>	
Coulee de sable sec	css	Quasi absente (moins de 5 m)	Qa
Cryogénie	cry	Très Étroite (5 à 10 m)	TE
Dessiccation	dec	Étroite (10 à 15 m)	E
Éboulement	éb	Moyenne (15 à 20 m)	M
Effond. de débord organique	efdo	Large (20 à 30 m)	L
Effondrement ortstein	orst	Très Large (+ de 30 m)	TL
Effond./disjonction en bloc(gel)	EDB		
Effond./disjonction en dalle(gel)	EDD		
Gélifract d'argile	géli		
Glace	gl	Stratigraphie	
Glissemt décroch./superficiel	GDS	Argile	Ag
Glissement pelliculaire	GP	Galet	Ga
Glissement rotationnel	GR	Gravier	G
Glissement/coulée	GC	Matière organique/Tourbe	O
Ravinement	rav	Orstein	Or
Ruissellement concentré	rc	Sable (incluant gravier)	S
Sapement basal	sb	Sable avec bloc(s)	SB
Suffosion	su	Silt sableux	SiS
Vagues	vg	Silt argileux	SiAg
Vent	vt		

3.5 Cartographie

Une cartographie des tourbières a été réalisée par la photo-interprétation des photographies historiques et récentes. Elle a servi à délimiter les tourbières, à y ajouter la topographie détaillée, à décrire sommairement le type et la structure de la végétation qui borde la côte et enfin à observer toutes les modifications qui ont pu se produire à l'intérieur et

aux abords des tourbières. Les informations obtenues par la segmentation côtière y sont aussi ajoutées. Cette cartographie a permis de mettre en relation les caractéristiques environnementales des tourbières et les processus géomorphologiques dans le but de documenter la variabilité des rythmes d'érosion des différentes tourbières à l'étude. De plus, cette cartographie a été utilisée afin de calculer la superficie et le volume de sédiments perdus par l'érosion côtière. À cet effet, la topographie détaillée des falaises et de la surface des tourbières obtenue par des relevés LIDAR en 2007 (péninsule de Manicouagan) et en 2008 (Rivière Saint-Jean), d'une résolution de 1 mètre, est employée pour connaître les valeurs en Z (altitude) des sédiments érodés (LDGIZC, 2011). Ces relevés sont disponibles pour les sites de Baie Saint-Ludger, Pointe-Lebel et Rivière Saint-Jean. Les valeurs en X et Y (latitude et longitude) sont celles des positions des traits de côte historiques. La précision des données en Z est de 0,30m. La formule pour calculer le volume érodé est inspirée de celle proposée par Everts (1990), laquelle est :

$$Q_s = L_c \times R_l \times H_c \quad (1)$$

Où Q_s est le volume érodé, L_c la longueur de la falaise, R_l le taux de recul linéaire et H_c la hauteur moyenne de la falaise. Dans notre cas, L_c et R_l sont remplacés par l'aire entre les positions continues des traits de côtes historiques, qu'il est possible d'obtenir dans ArcGIS en formant des polygones. Ces polygones ont une largeur de 50 mètres, tel que l'espacement des transects qui ont servi à calculer les taux de recul historiques. En assumant que la hauteur de la falaise varie très peu transversalement à la côte, ce qui a été confirmé par les relevés LIDAR et les observations de terrain, H_c est remplacée par la différence entre la valeur d'élévation du trait de côte et du bas de la falaise sur le relevé LIDAR. Ces hauteurs ont été calculées pour chaque mètre linéaire du trait de côte, mais une moyenne d'élévation a été calculée sur des segments de 50 mètres qui correspondent aux polygones sur lesquels les superficies ont été calculées. Le volume est donc obtenu pour chaque polygone d'une largeur de 50 mètres, et le volume total perdu pour l'ensemble du site est la somme des volumes de tous ces polygones. Pour les sites dont nous ne disposons pas de relevés LIDAR (Betsiamites et Kegaska), nous n'avons pas obtenu de volume mais nous avons mesuré la superficie totale érodée pour chaque intervalle d'évolution côtière, qui correspond à l'aire occupée entre les positions continues des anciens traits de côte.

3.6 Analyses statistiques

La variabilité intra-site et inter-site en ce qui a trait aux taux et volumes d'érosion est évaluée à l'aide de statistiques descriptives traditionnelles (moyenne, médiane, écart-type) et d'analyses de variance à un critère de classification (ANOVA) calculées à partir du logiciel libre R. Des tests Post-hoc ont été générés afin de distinguer les groupes qui étaient différents les uns des autres. À cet effet, le test HSD de Tukey a été utilisé (Miller, 1981; Yandell, 1997). La normalité de la distribution des taux d'érosion a été vérifiée au préalable pour chaque intervalle d'évolution côtière à l'aide d'un test de Shapiro-Wilk (Royston, 1995) et l'homogénéité des variances a été vérifiée avec un test de Levene avec la variante de Brown-Forsythe (Brown et Forsythe, 1974). Le seuil de confiance que nous nous sommes accordés pour interpréter les résultats était de 95% dans tous les cas.

CHAPITRE IV

RÉSULTATS

Ce chapitre présente les résultats indépendamment pour chaque site d'étude en conservant toutefois une organisation identique. Pour tous les secteurs, une première section décrit d'abord le contexte environnemental et géomorphologique actuel de la côte en mettant l'accent sur les caractéristiques de la plage, de la côte et de la litho-stratigraphie. La deuxième partie aborde les taux d'évolution du trait de côte à l'échelle historique. Le déplacement de la côte est d'abord discuté afin de distinguer les périodes où l'érosion a été plus intense et celles où elle l'était moins. Les détails concernant la répartition spatiale des taux de déplacement pour chaque intervalle d'évolution côtière sont ensuite présentés afin de documenter la variabilité spatiale de l'érosion à l'intérieur d'un même site d'étude. Dans un troisième temps, l'évolution récente du trait de côte est détaillée en fonction des saisons, de l'état de la côte et de la litho-stratigraphie de la falaise. Finalement, des éléments de discussion sont apportés dans une quatrième section. L'objectif est de mettre en relief les causes explicatives du rythme de recul des falaises en jetant un regard sur les processus géomorphologiques actifs, sur les modes de recul et sur les facteurs clés qui déterminent l'évolution du littoral. Cela permet d'apprécier la variabilité spatiale et temporelle de la vitesse de l'érosion à l'intérieur d'un même site d'étude.

4.1 Secteur de Betsiamites

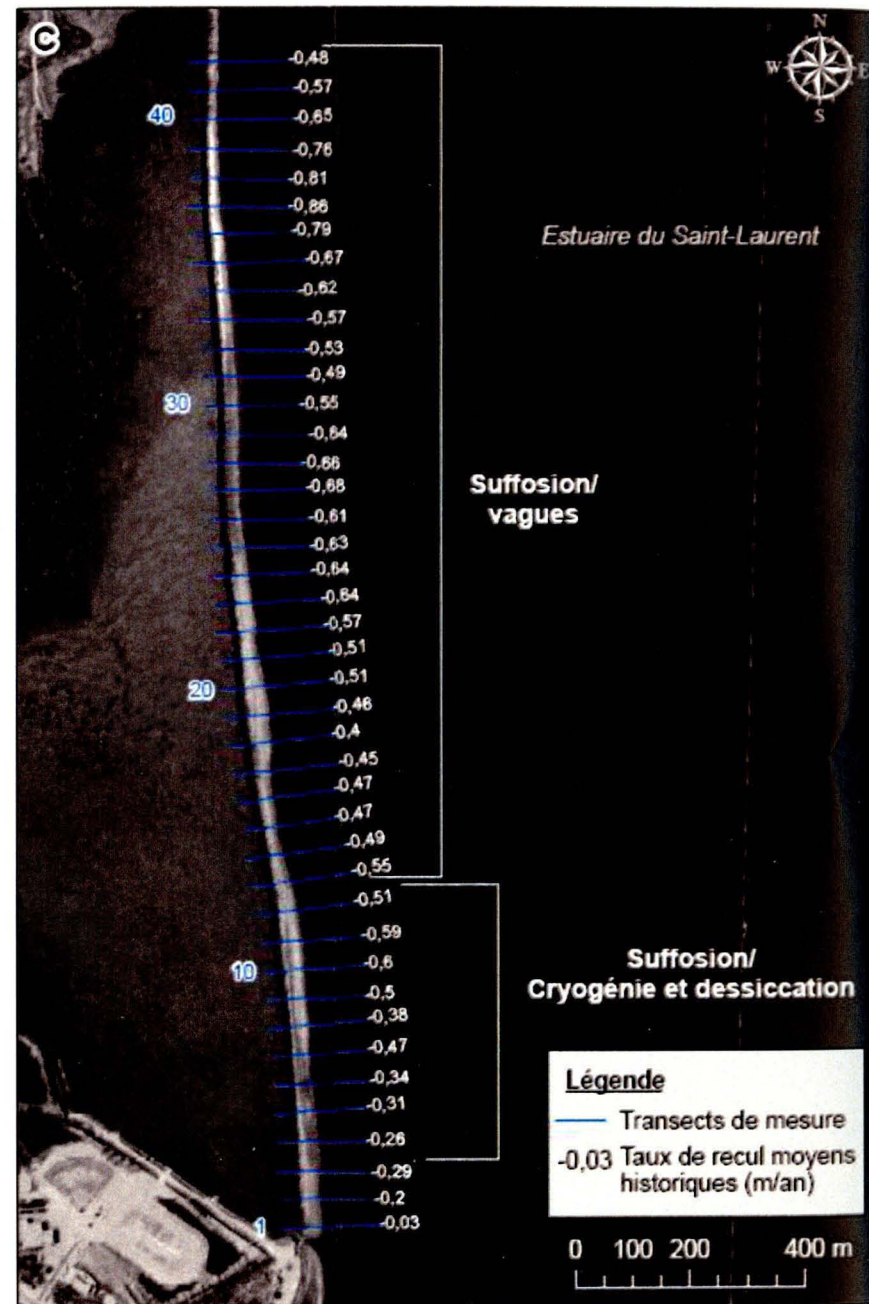
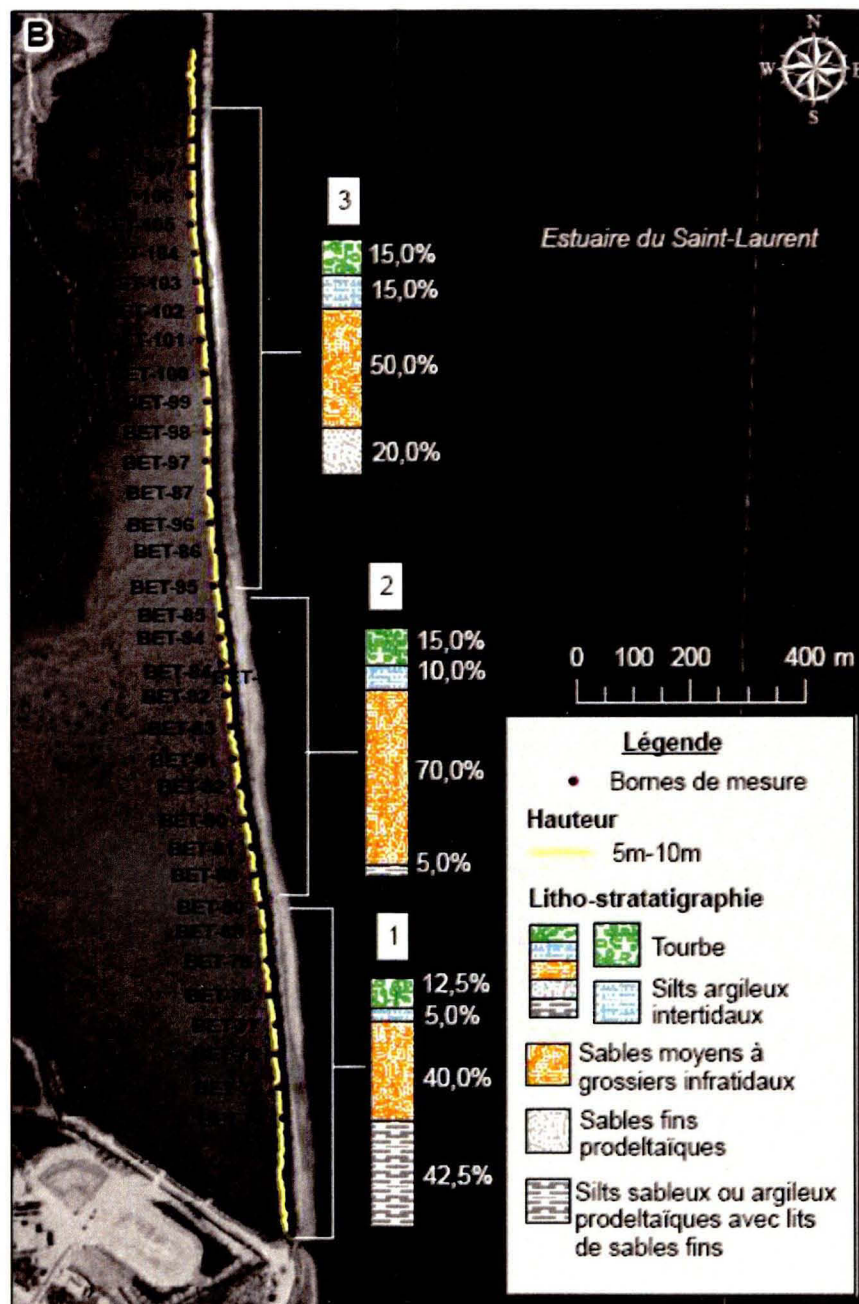
4.1.1 Caractéristiques environnementales et géomorphologiques actuelles de la côte

Le secteur de Betsiamites est caractérisé par une plage très large, de plus de 30 mètres, ainsi que par une falaise orientée vers l'est. La tourbière est ouverte et en grande partie dominée par une végétation arbustive dont la hauteur ne dépasse rarement 50 ou 75 centimètres. Seuls les derniers 300 m au nord du site possèdent une frange forestière relativement clairsemée (Figure 4. 1). Cette surface est soumise à l'action continue des vents, ce qui a pour effet de pousser la neige vers la côte en hiver et de former de larges corniches à partir du trait de côte dans le haut de la falaise. Puisque l'orientation des parois ne permet une exposition solaire directe qu'en matinée, la neige a tendance à rester confinée dans la falaise, surtout dans la partie inférieure de cette dernière qui est moins verticale et qui a une surface plus irrégulière.

La tourbière de Betsiamites possède quelques mares dans sa partie septentrionale. Elles sont de taille modeste et ne sont pas directement liées à la côte par un réseau de drainage linéaire. Malgré cela, des écoulements souterrains importants au contact de la tourbe et des sédiments sous-jacent ont été observés à chacun de nos relevés à Betsiamites, et ce sur l'ensemble de la côte. À la surface, la tourbière est plutôt bosselée et assez humide.

4.1.1.1 État de la côte

L'état de la côte est variable le long de la tourbière de Betsiamites et il y a une alternance de zones où la falaise est vive et de zones où elle est semi-végétalisée par des herbacées et des arbustes (Figure 4. 1). La falaise vive compte pour 47,3% de la côte alors que la falaise semi-végétalisée représente 42,8% du secteur. Les 9,9% restant de la côte ont été caractérisés comme stables car ils sont colonisés par une végétation dense qui comprend des arbres dont le diamètre dépasse 10 centimètres. Cette zone est située directement au nord du village et au tout début de la tourbière.



4.1.1.2 Litho-stratigraphie

L'ensemble du site de Betsiamites possède une séquence litho-stratigraphique similaire et caractéristique des deltas postglaciaires (Bernatchez, 2003). L'épaisseur des différentes couches de sédiments varie latéralement et trois segments homogènes ont pu être délimités. Le premier s'étend de l'extrémité sud de la tourbière jusqu'à Bet-80, où débute le second segment, qui se termine à Bet-85. Le troisième segment comprend les bornes Bet-95 à Bet-35A (Figure 4. 1).

De manière générale, l'épaisseur relative de la couche de silt argileux ou sableux d'origine prodeltaïque à la base de la falaise diminue et même disparaît à mesure que l'on progresse vers le nord de la tourbière. À l'extrême sud, elle représente donc 42,5% de la hauteur totale de la falaise (qui est d'environ 8 mètres) alors qu'elle ne représente plus que 5% de la hauteur totale à partir de la borne Bet-89 et ce jusqu'à Bet-85. Au nord de cette dernière borne, cette unité disparaît et est remplacée par une autre unité d'origine prodeltaïque composée de sables fins, qui occupe 20% de la falaise.

Dans la portion sud de la tourbière, la diminution de l'épaisseur de l'unité prodeltaïque est surtout compensée par l'augmentation de l'unité de sables moyens à grossiers d'origine infratidale qui se retrouve directement au-dessus. Elle représente 40% de la hauteur de la falaise pour le premier segment et augmente ensuite pour représenter 70% de la hauteur totale. Cette proportion se maintient jusqu'à la borne Bet-85. Cette unité diminue ensuite en épaisseur relative au nord de Bet-85 pour former 50% de la falaise. Par contre, puisque l'unité prodeltaïque est également composée de sable dans ce segment de la côte, la falaise est sableuse à partir de sa base et jusqu'à 70% de sa hauteur totale.

L'épaisseur relative de l'unité intertidale augmente également en se dirigeant vers le nord de la tourbière. L'unité de silt-argileux est assez compacte et elle atteint une épaisseur relativement importante par rapport à la hauteur totale de la falaise au troisième segment, en composant 15% du talus. L'épaisseur de la tourbe reste relativement la même partout sauf pour le premier segment, où elle est un peu plus mince (environ 1,0 m) et représente 12,5% de la hauteur de la falaise.

4.1.2 Évolution historique

À l'échelle de l'ensemble de la côte, le trait de côte a continuellement reculé depuis 1931. Ainsi, la moyenne historique globale (1931-2006) des taux de recul est de 0,53 m/an, ce qui implique que cette limite géomorphologique s'est déplacée de 39,75 mètres vers l'intérieur des terres au cours de ces 75 années. Par contre, les vitesses de recul n'ont pas été constantes ni dans le temps, ni dans l'espace (Figure 4. 4).

Une analyse de variance réalisée sur les différents intervalles d'évolution côtière (voir les résultats des tests en Appendice A), tous transects confondus, indique que la période 1996-2006 est significativement différente des autres puisqu'une érosion accrue s'y est effectuée, en moyenne 0,98 m/an (Figure 4. 2). Par ailleurs, cette période est également celle où les taux ont eu la plus grande variabilité le long du littoral, et selon le test de Shapiro-Wilk et le seuil de confiance que nous accordons, les données ne sont pas distribuées normalement. Les autres intervalles ne sont pas considérés comme statistiquement différents, mais une variabilité est tout de même notée. En effet, les intervalles 1964-1979 et 1979-1987 ont été moins érosifs que les précédents, avec des taux moyens respectifs de 0,42 et 0,36 m/an. L'intervalle 1964-1979 est d'ailleurs celui où la variabilité des taux était la plus faible. L'intervalle 1931-1950 a aussi été une période où les taux d'érosion étaient inférieurs à la moyenne, 0,46 m/an. Quant à l'intervalle 1950-1964, il a provoqué un déplacement plus élevé que la moyenne, -0,61 m/an. Dans ce cas-ci, la normalité des données n'est également pas assurée. La Figure 4. 2 permet finalement de constater qu'en général, la variabilité des taux d'érosion est supérieure pour les valeurs élevées, au dessus de la médiane et de la moyenne.

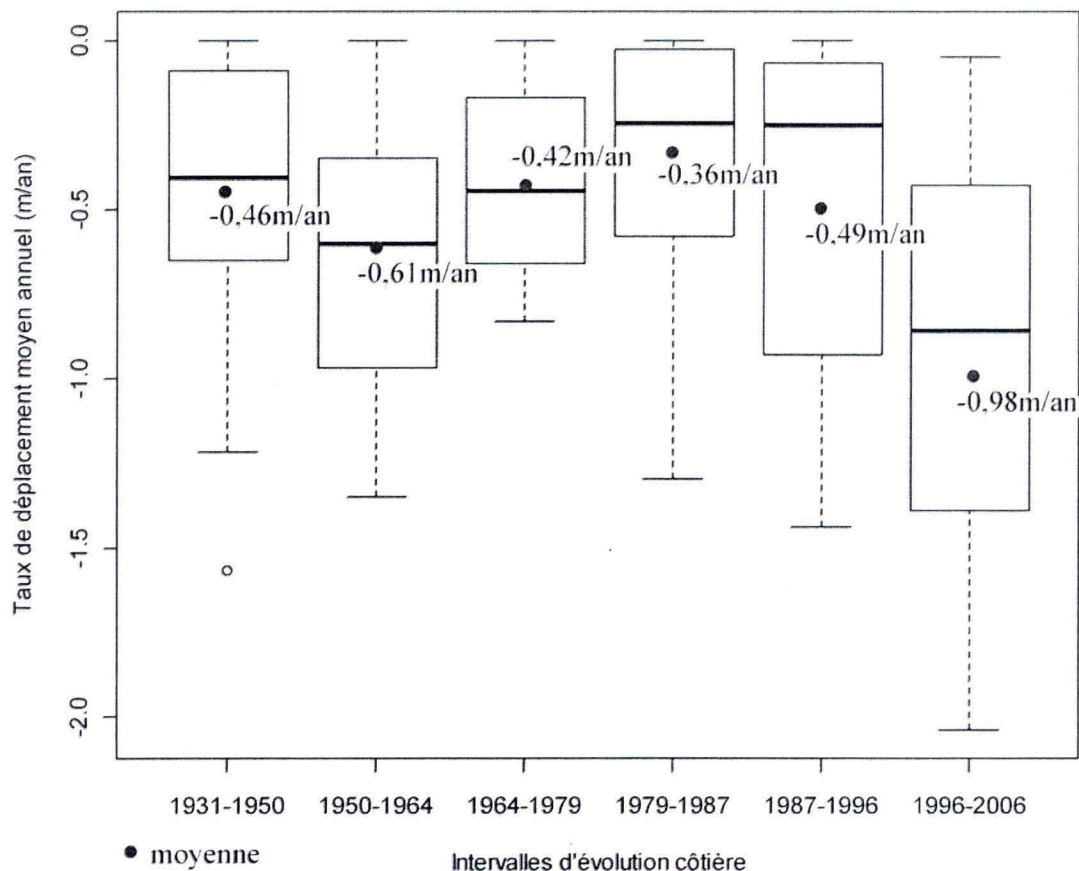


Figure 4. 2 Distribution des taux d'érosion historiques pour le site de Betsiamites.

L'évolution du site de Betsiamites peut être qualifiée en se référant aux photographies aériennes présentées à la Figure 4. 3 alors que la Figure 4. 4 permet de visualiser la répartition spatiale des valeurs d'érosion et de la comparer en fonction des différents intervalles d'évolution. Entre 1931 et 1950, l'érosion du trait de côte s'est principalement produite au sud du site, près du village de Pessamit. Pourtant, la situation en 1931 ne laissait pas nécessairement présager cela puisqu'une terrasse de plage occupait le bas de la falaise des 390 premiers mètres au sud de la tourbière. Celle-ci était réduite aux premiers 250 m en 1950. De plus, en 1931, les 500 premiers mètres de la tourbière étaient végétalisés et la plage avait une largeur variant entre 22 et 30 mètres alors qu'en 1950, la section végétalisée ne couvrait que la portion protégée par la terrasse de plage, soit 250 m, et la plage avait une largeur moyenne de 35 mètres. Au-delà du centre de la tourbière, les taux de recul étaient plus faibles qu'au sud du site et ils étaient souvent les moins élevés de toutes les époques confondues, en

dépôt de l'état vif de la côte, d'une plage relativement mince pour le site (en moyenne 15 m) et de la présence de nombreuses résurgences sur la plage à cet endroit en 1931. Malgré l'étroitesse de la plage et l'état actif de la falaise, celle-ci contenait néanmoins de nombreux débris interprétés comme des radeaux de tourbe, témoignant de l'action passée de l'érosion. Ils ont cependant pu servir de protection pour les années suivantes. Ainsi, en 1950, la côte était toujours vive avec quelques radeaux de tourbe, mais la plage s'était élargie et mesurait entre 35 et 40 mètres en moyenne. Pour l'intervalle 1931-1950, la valeur maximale d'érosion est de 1,57 m/an et est mesurée au 10^e et au 11^e transect. Au contraire, le 1^{er} et le 33^e transect n'ont subi aucune érosion.

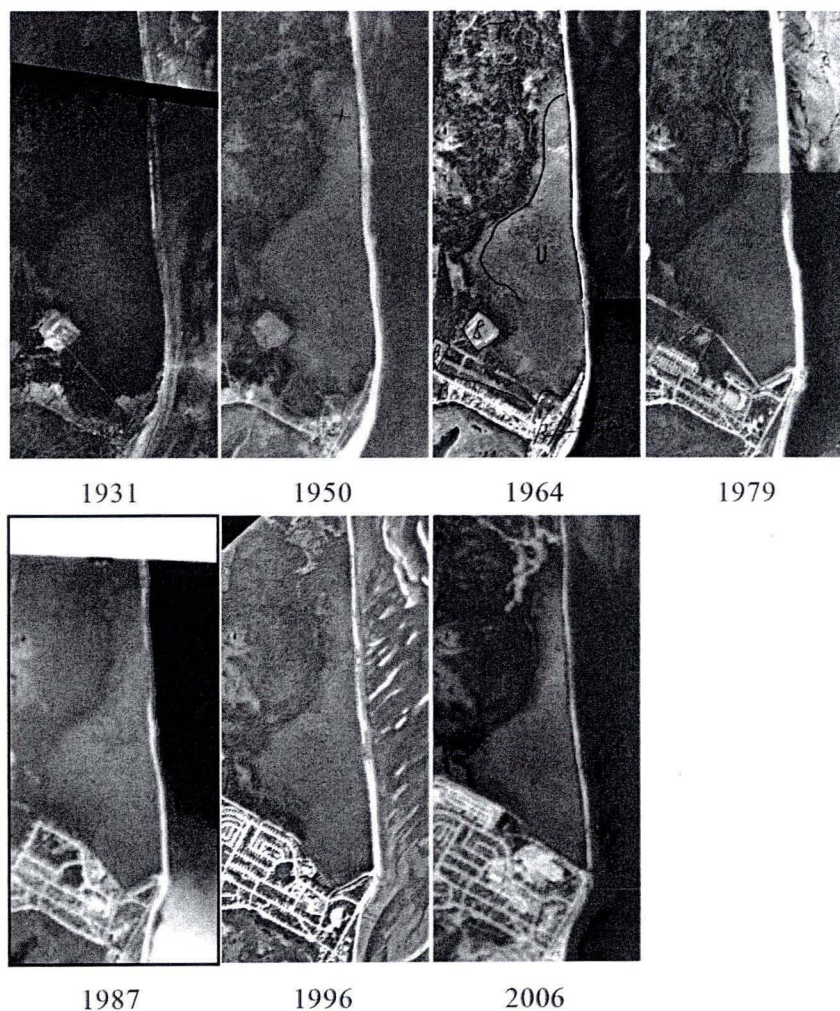


Figure 4. 3 Photographies aériennes historiques du site de Betsiamites.

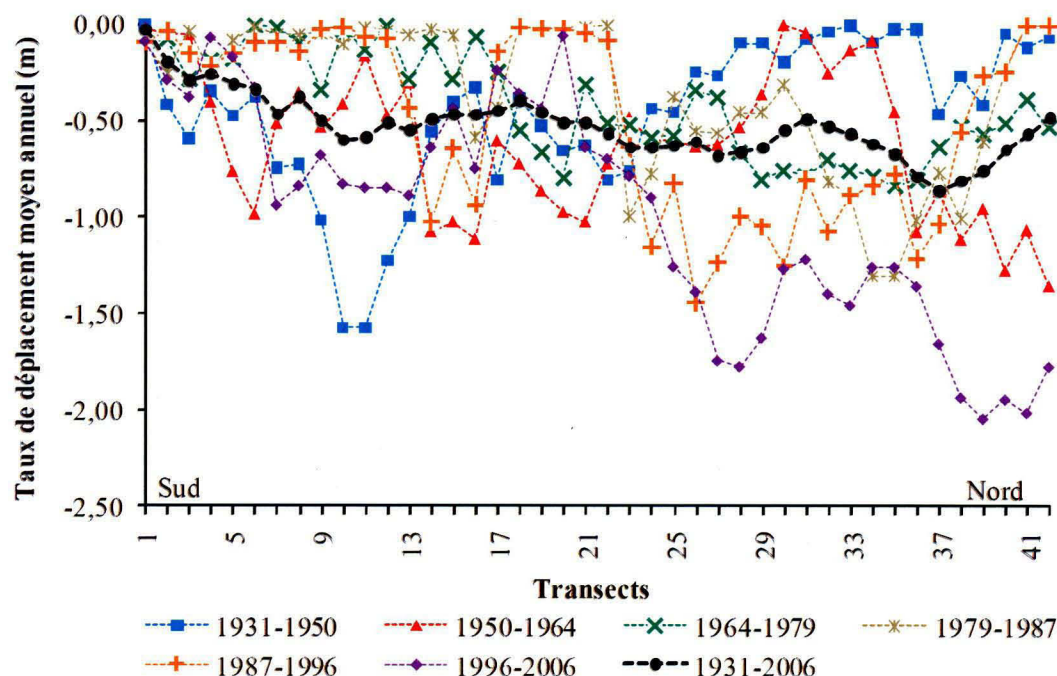


Figure 4. 4 Distribution des taux d'érosion historiques du site de Betsiamites selon les transects de mesure.

Pour l'ensemble de la côte, l'intervalle 1950-1964 a été davantage érosif mais contrairement à l'intervalle précédent, le patron spatial est cyclique. En effet, les transects 5 et 6, 14 à 22 et 36 à 42 ont des taux supérieurs à la moyenne historique calculée pour chaque transect, illustrée par le trait noir épais sur la Figure 4. 4, alors que les autres ont des taux inférieurs. La valeur maximale d'érosion est obtenue au 42^e transect et est de 1,35 m/an. Le 30^e transect indique une stabilité puisque le taux de déplacement est nul. Sur les photographies de 1964, une diminution de la zone végétalisée est observée. Elle était alors réduite aux premiers 110 m au sud de la tourbière, le reste étant toujours à l'état vif. La plage s'était aussi réduite en largeur ; 25 mètres en moyenne sauf pour une section de 430m au centre de la tourbière où la largeur était de 15 mètres (entre les transects 14 et 22) et une autre de 200m entre les transects 5 et 9. La terrasse de plage dans la portion sud du site était complètement disparue.

En 1979, les photographies aériennes ne révèlent pas de changement dans l'état de la côte par rapport à 1964 mais montrent un élargissement de la plage. Elle était de 35 mètres en

moyenne à l'exception d'une zone plus mince, de 25 m, au centre de la tourbière entre les transect 14 et 22, soit le même secteur qu'en 1964. Au nord de la tourbière, les résurgences sont particulièrement denses sur le haut de plage. Entre 1964 et 1979, l'érosion a été assez faible. Seuls les transects 18 à 20, et 29 à 35 se sont déplacés plus que la moyenne historique et il n'y a pas de valeurs aussi extrêmes que pour les autres années. En effet, le taux de déplacement maximal est de -0,83 m au 35^e transect. Aucun déplacement n'a été mesuré au 6^e et au 12^e transect. De manière générale, les taux sont très similaires aux valeurs moyennes historiques dans la section nord de la tourbière.

L'intervalle 1979-1987 suit un patron inverse de celui de l'intervalle 1931-1950 puisque des taux d'érosion plus élevés sont observés dans la moitié nord de la tourbière et des taux approchant le zéro dans la section sud. Néanmoins, le trait de côte au niveau des deux derniers transects au nord de la tourbière ne s'est pas déplacé. L'érosion maximale a été mesurée aux transects 34 et 35 et correspond à un recul moyen de -1,30 m/an. En 1987, la situation observée sur les photographies aériennes montre un rétrécissement important de la largeur de la plage par rapport à 1979 dans le tiers nord de la tourbière (au nord du 25^e transect). Elle est passée d'une trentaine à une dizaine de mètres de large. Au sud de cette zone, la largeur de la plage était plutôt comprise entre 20 et 25 m entre le 25^e et le 7^e transect et de 30 m entre le 1^{er} et le 7^e transect. Dans la portion centrale de la tourbière (entre les transects 8 et 22), la présence de débris provenant du sommet de la falaise à la surface de cette dernière est particulièrement importante, mais l'état de la côte reste inchangé par rapport à 1964 et 1979.

Les années 1987-1996 sont assez similaires à l'intervalle précédent, mais avec des valeurs d'érosion plus élevées entre les 24^e et 32^e transects où elles atteignent jusqu'à 1,44 m/an (transect 26). À l'instar des années 1979-1987, les deux derniers transects sont restés stables. De plus, trois transects de la première moitié de la tourbière ont eu des taux de recul supérieurs à la moyenne historique. Il s'agit des transects 14, 15 et 16. Les autres étaient tous en deçà des valeurs historiques. Sur les photographies de 1996, la diminution de la largeur de la plage a progressé vers le sud de la tourbière, puisqu'entre le 15^e et le 42^e transect, la largeur de la plage était comprise entre 10 et 15 mètres. Du 12^e au 14^e transect, la largeur était d'en moyenne 20 mètres alors qu'entre le premier et le 11^e transect, la largeur était d'en

moyenne 30 mètres. Le secteur végétalisé restait toujours inchangé, couvrant les 110 premiers mètres au sud du site. Les autres segments de la falaise étaient vifs mais en partie couverts de radeaux de tourbe.

Finalement, l'intervalle 1996-2006 a été plus érosif que la moyenne pour la majorité des transects. Les taux ont d'ailleurs été les plus élevés de toutes les périodes confondues entre les transects 27 à 33 et 36 à 42. Les taux d'érosion ont dépassé 2 mètres par année aux transects 39 et 41. Le patron général d'une érosion plus accrue au nord du site par rapport au sud est aussi observé. Il n'y a pas de transect sur lequel aucun déplacement n'a été mesuré. Le recul le plus faible est de -0,05 m/an au 20^e transect. Quelques changements se sont produits entre 1996 et 2006 puisque sur la photographie la plus récente, la plage a une largeur moyenne de 18 mètres entre le 14^e et le 42^e transect alors que pour les 13 premiers transects, la largeur moyenne est toujours de 30 mètres. De plus, en 2006, le village s'est étendu d'environ 12 hectares dans la tourbière derrière la falaise étudiée et un canal de drainage provenant du nord-ouest a été creusé pour atteindre la côte à l'extrémité sud de la tourbière. Par ailleurs, l'état de la côte est resté le même que pour les intervalles d'évolution précédents.

La superficie totale des tourbières perdues à Betsiamites entre 1931 et 2006 est de 81 613 m², soit un peu plus de 8 hectares (Figure 4. 5). Cela représente une perte moyenne annuelle de 0,52 m² par mètre linéaire. De manière générale, la relation entre les superficies érodées pour les intervalles d'évolution côtière sont similaires à celles qui étaient observées pour les taux de recul, c'est-à-dire qu'à un faible taux de recul moyen est associée une petite perte de superficie. Il faut cependant noter que l'intervalle 1931-1950 est associé à une grande perte de superficie malgré sa vitesse de recul modérée. Cela est attribuable au fait que l'intervalle comprend 19 années. En comparaison, une superficie plus importante a été érodée dans l'intervalle 1996-2006, qui n'est que de 10 ans.

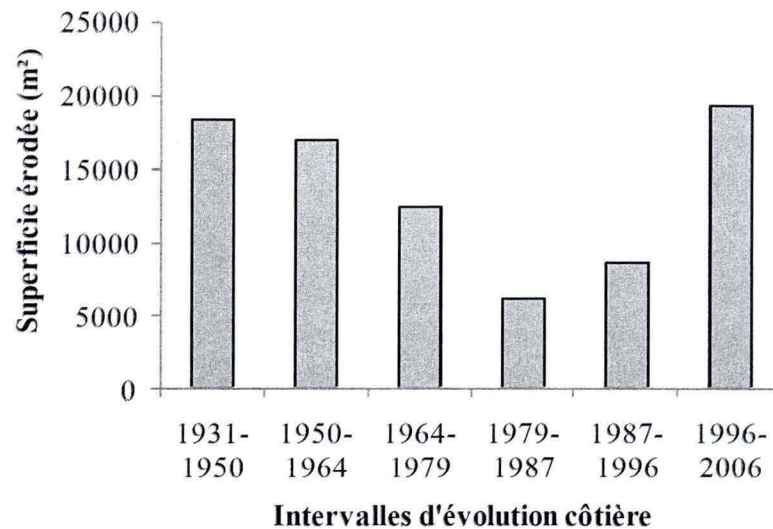


Figure 4. 5 Superficie érodée selon les intervalles d'évolution côtière, site de Betsiamites.

4.1.3 Évolution récente et saisonnière

Les relevés de bornes de mesure ont permis de constater que l'érosion ne s'opère pas de manière ni constante ni continue à Betsiamites, que ce soit dans le temps ou dans l'espace. D'un point de vue strictement temporel, les valeurs de recul ont été nettement plus importantes à l'automne 2010 (en moyenne -1,26 m) par rapport aux autres saisons échantillonnées (Figure 4. 6). Au contraire, l'automne précédent a été la période la moins érosive de l'étude puisque le recul moyen était de -0,04 m seulement. Les hivers 2010 et 2011 semblent davantage comparables car leurs valeurs moyennes d'érosion respectives sont de -0,26 m et -0,28 m. En excluant l'automne 2010, ces valeurs sont les plus élevées de la période étudiée. Le printemps 2010 a provoqué un recul moyen de -0,13 m alors que la moyenne des reculs estivaux est légèrement plus grande, -0,19 m. En additionnant tous ces reculs moyens saisonniers, nous obtenons un déplacement moyen du trait de côte de -2,07 m pour les 6 saisons étudiées (mi-juillet 2009 à mi-avril 2011). En les ramenant sur un an, le taux de recul moyen annuel est de 1,24 m/an, ce qui est 2,3 fois plus élevé que le taux historique calculé pour l'intervalle 1931-2006, qui est de -0,53 m/an et un peu plus élevé que la période 1996-2006 (0,98 m/an).

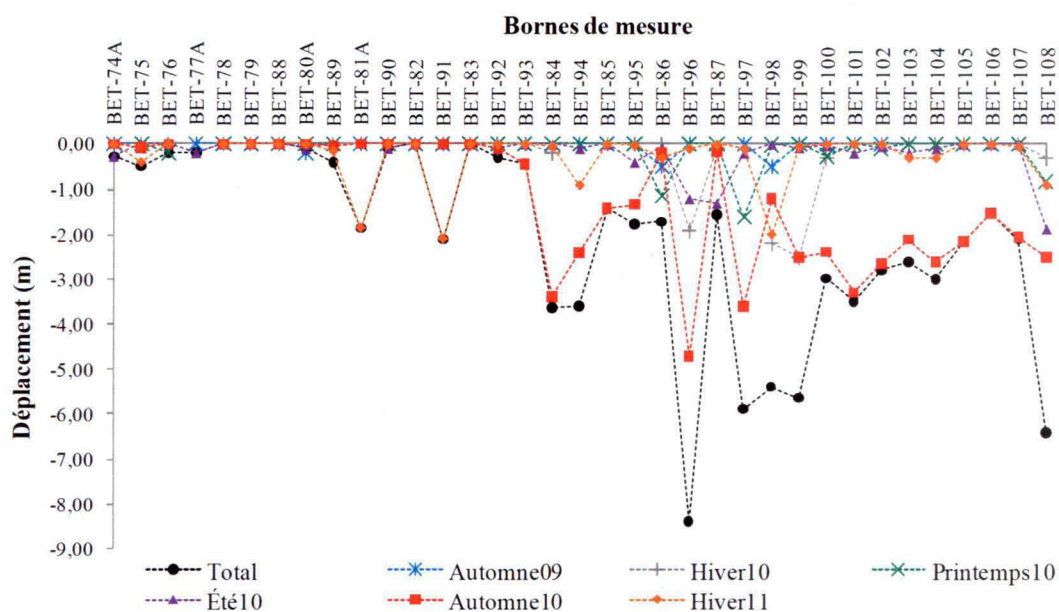


Figure 4. 6 Valeurs de recul saisonnières du site de Betsiamites.

La répartition des valeurs d'érosion dans l'espace montre qu'ils sont plus élevés au nord de la tourbière, environ à partir de Bet-84, et ce pour l'ensemble des saisons. À l'automne 2009, le maximum d'érosion a été atteint aux bornes Bet-96 et Bet-99, où il a été de -0,50 m. À l'hiver 2010, Bet-99 a encore été la borne sur laquelle le plus d'érosion a été mesuré, -2,52 m. Au printemps 2010, le recul le plus grand (-1,60 m) s'est produit à la borne Bet-97. En été 2010, le recul maximum a été observé à la borne Bet-108 avec une valeur de -1,88m. C'est à l'automne 2010 que la valeur maximale d'érosion pour l'ensemble des saisons relevées a été mesurée. Il s'agit d'un recul de 4,70 m à la borne Bet-96. À l'hiver 2011, un recul de 2,10 m a été constaté à la borne Bet-91. C'est la valeur la plus élevée pour cette saison.

À la fin de l'étude, en avril 2011, c'est à la borne Bet-96 que le déplacement avait été le plus grand (-8,40 m). Un recul avait été constaté à chacune des saisons sauf au printemps 2010. À l'inverse, aucun déplacement n'a été mesuré aux bornes Bet-78, Bet-79, Bet-82, Bet-83 et Bet-88. L'automne 2010 est associé à des reculs exceptionnels par rapport aux autres saisons. En effet, une érosion excédant 2 mètres en trois mois a été mesurée sur 37% des bornes. À l'exception de Bet-84, elles se trouvent toutes dans la section nord de la tourbière.

Finalement, la Figure 4. 6 montre que dans la plupart des cas, les bornes ont connu un recul à plus d'une saison pendant l'étude, même si son ampleur a différé selon ces dernières.

Les segments où la falaise est vive sont associés à une érosion plus importante puisque selon les valeurs des reculs totaux, elles ont enregistré un déplacement moyen de -2,43 m (voir Figure 4. 1 et Figure 4. 7). Les segments semi-végétalisés en 2010 voient leur déplacement moyen évalué à -1,73 m. Leur déplacement a été plus faible pour les quatre premières saisons échantillonnées mais leur recul est cependant devenu plus important que les segments vifs pour l'automne 2010 et l'hiver 2011. La caractérisation de la côte ayant été effectuée en septembre 2010, il est cohérent que les zones qualifiées de semi-végétalisées aient été davantage stables pour les saisons précédentes à cette campagne de terrain. L'augmentation rapide des valeurs d'érosion observée en décembre 2010 et en avril 2011 suggère que les zones semi-végétalisées sont devenues actives. En effet, à notre visite en décembre 2010, les zones autrefois semi-végétalisées étaient couvertes de vastes radeaux de tourbe récemment délogés du sommet de la falaise, qui était devenue presque verticale et/ou découpée par des décrochements superficiels (Figure 4. 8). La zone qui avait été caractérisée comme stable ne possédant pas de borne de mesure, il est impossible d'affirmer si un recul a eu lieu ou non. Par contre, il n'y a aucun signe démontrant l'action de l'érosion ni dans le bas ni dans le haut de la falaise qui est restée végétalisée jusqu'à la fin de l'étude.

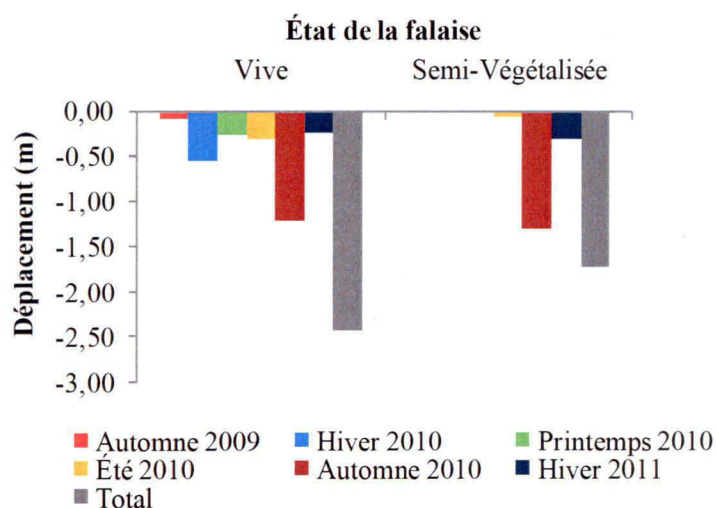


Figure 4. 7 Déplacement moyen saisonnier de la côte selon son état en septembre 2010, Betsiamites.



Figure 4. 8 Réactivation d'un secteur anciennement semi-végétalisé. Photo prise le 14 décembre 2010.

Les trois segments litho-stratigraphiques présentés à la Figure 4. 1 réagissent également différemment à l'érosion (Figure 4. 9). En ordre décroissant, le segment 3 s'est déplacé le plus rapidement (-3,59 m), suivi du second segment (-1,26 m) et du premier (-0,16 m). Ces valeurs concernent le recul total mesuré entre août 2009 et avril 2011, mais les mêmes tendances ont été observées à toutes les saisons sauf pour l'hiver 2011, où le deuxième segment s'est érodé un peu plus rapidement que le troisième.

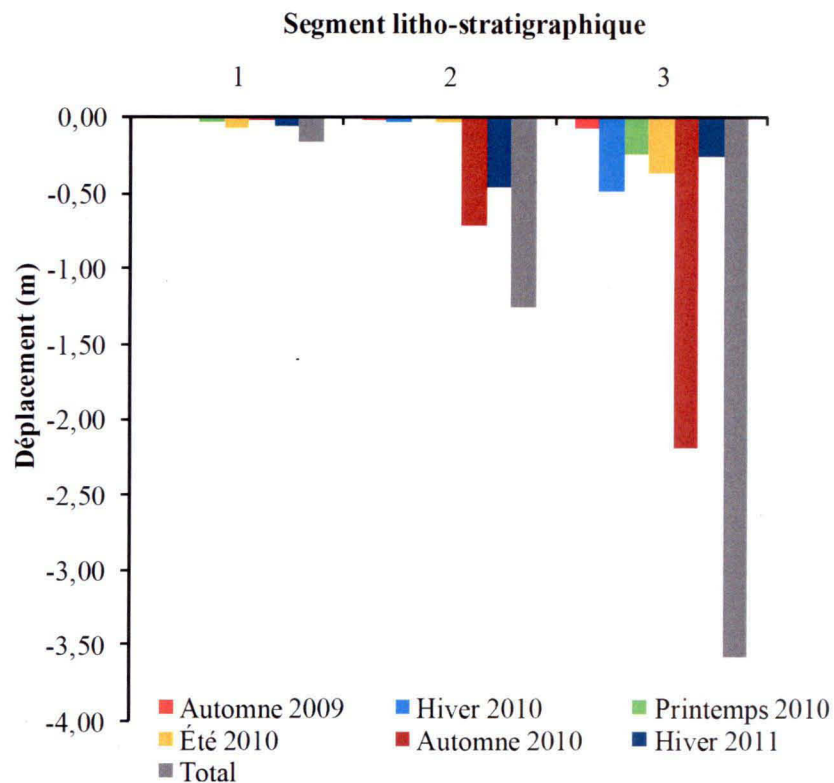


Figure 4. 9 Déplacement moyen saisonnier de la côte selon sa litho-stratigraphie, Betsiamites.

4.1.4. Causes explicatives du rythme de recul de la falaise

4.1.4.1 Processus actifs

Les processus hydrogéologiques jouent un rôle dominant dans l'évolution du trait de côte à Betsiamites car des signes de suffosion et de décrochements superficiels associés à des écoulements souterrains sont visibles sur l'ensemble de la côte. Notre visite en décembre 2010 suivait un épisode de précipitations intenses jumelées à de fortes vagues et de nombreux débris (sédiments et radeaux de tourbe) jonchaient la falaise et le haut de la plage. Même lors de nos campagnes de terrain en période de beau temps estival, l'épaisse couche de tourbe contenait beaucoup d'eau qui s'écoulait au contact de l'unité intertidale dès qu'il y avait eu un peu de pluie. Dans la section qui comprend les bornes Bet-86 à Bet-100, des résurgences sur la plage étaient continuellement visibles (Figure 4. 10).



Figure 4. 10 Résurgences sur la plage de Betsiamites, 16 juillet 2009.

L'action des vagues est également intimement liée à l'évolution de la côte, particulièrement dans la section nord du site où les unités de sables (d'origine prodeltaïque ou infratidale) se retrouvent à la base de la falaise, de sorte que lors de conditions hydrodynamiques intenses, ces sédiments peuvent être facilement pris en charge par l'action des vagues. Cela provoque une déstabilisation du pied de la falaise et un réajustement de la pente du talus par appel au vide. C'est probablement ce qui explique les fortes valeurs de recul mesurée en automne 2010, soit après la tempête du 6 décembre où les vagues sont venues frapper la base de la falaise. Cependant, l'effet des vagues de tempête a été nul pour le segment où la base de la falaise est composée d'une unité de silt-argileux plus compacte.

Les processus cryogéniques sont également importants puisque, même en hiver, un recul moyen de 26 centimètres en 2010 et 28 centimètres en 2011 a été mesuré. Le fort contenu en eau des sédiments jumelé à un couvert nival inégal et peu épais rend la côte sensible aux cycles de gel-dégel, principalement dans la partie la plus au nord du site, qui est colonisée par une frange forestière et où la tourbière est moins profonde et large. Cela se traduit par de nombreuses sections verticales sur lesquelles se produisent des coulées boueuses et des

détachements de petits polyèdres de sédiments silteux sur l'unité de sables fins prodeltaïques. Les processus cryogéniques peuvent être atténués dans la portion méridionale du site puisque la tourbière est profonde et ouverte, ce qui permet une meilleure accumulation de la neige qui joue alors le rôle d'isolant thermique dans le talus. Ils ne sont cependant pas complètement absents car de gros cônes de glace ont tendance à se former au contact entre la tourbe et les sédiments intertidaux, ce qui permet de déloger du matériel de la falaise par disjonction (Figure 4. 11). Ceci indique aussi que les processus hydrogéologiques peuvent aussi être actifs même en hiver. D'ailleurs, des reculs importants ont aussi été mesurés au centre de la tourbière à l'hiver 2011, possiblement causés par la suffosion lors des redoux, qui ont été plus nombreux cette année là. De plus, quelques courtes sections de la côte qui étaient plus verticales à la fin de l'automne sont restées exposées aux processus cryogéniques (enneigement plus faible), notamment dans la section la plus au sud du site, où les silts argileux ou sableux prodeltaïques sont épais.

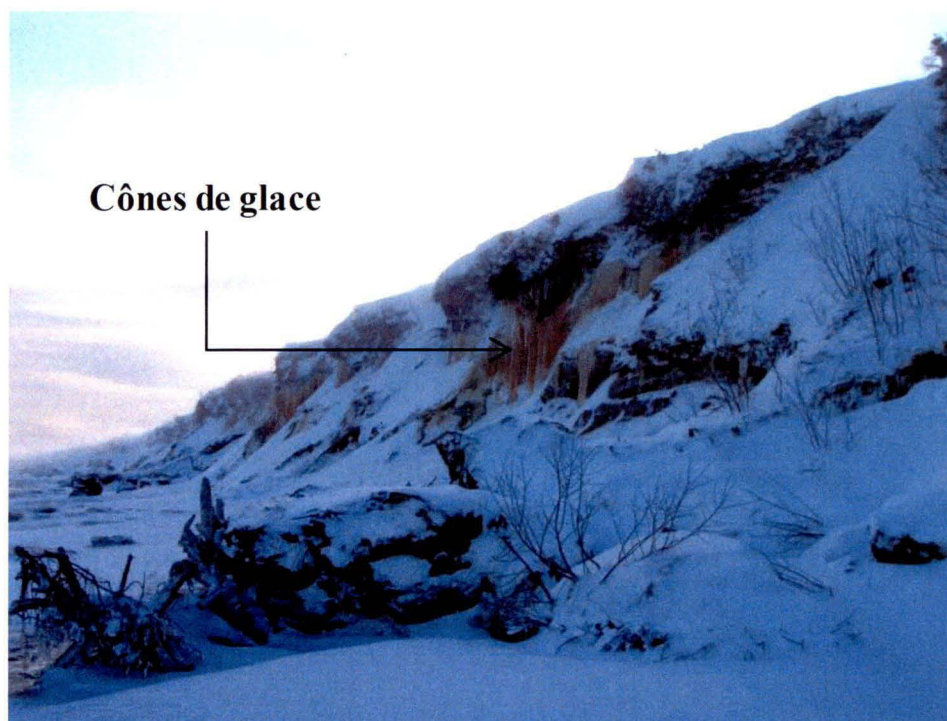


Figure 4. 11 Formation de cônes de glace au contact entre la tourbe et les sédiments intertidaux, 17 décembre 2009.

Sur les sections les plus touchées par la cryoclastie et les processus hydrogéologiques, l'exposition des sédiments, notamment les sédiments silto-argileux, au soleil en été permettait à un autre processus d'opérer: la dessiccation. Tel que mentionné précédemment, les sédiments contiennent généralement beaucoup d'eau sauf lors d'épisodes de sécheresse et de chaleur prolongée en période estivale. Une alternance de cycles d'humidification-dessiccation fragilise les sédiments qui finissent par s'effriter par desquamation et à être délogés par le vent, par la pluie ou encore par les vagues.

Un autre processus géomorphologique observé est la « coulée de sable sec ». Ce processus est moins important en ce sens qu'il s'opère davantage comme une conséquence des processus détaillés dans les paragraphes précédents qui affectent surtout les silts et les argiles au bas de la falaise, à l'exception des vagues, qui touchent les sables. Le recul de la base de la falaise change la pente de cette dernière et l'unité de sable sus-jacente doit s'y ajuster lorsque la suffosion ne provoque pas un recul suffisant. Lorsqu'il est sec, le sable est redistribué par gravité et/ou par reptation par-dessus l'unité prodeltaïque et forme de petits cônes de coulées de sable sec (Figure 4. 12). Si le sable n'est pas remanié par l'action des vagues et qu'il couvre complètement l'unité silteuse prodeltaïque en hiver, les processus cryogéniques sont alors atténués.



Figure 4. 12 Coulées de sable sec.

Finalement, du ravinement s'opère de manière ponctuelle à l'extrême sud de la tourbière dû à la présence d'un canal de drainage creusé de manière anthropique. De l'érosion régressive y est observée, de même que la formation de petites rigoles secondaires qui déplacent des sables, des graviers et des galets (Figure 4. 13).



Figure 4. 13 Zone de ravinement.

4.1.4.2 Modes de recul

La combinaison des processus décrits ci-dessus crée différents modes de recul. Le premier et le plus étendu à Betsiamites est un recul qui s'opère en deux ou trois temps et dont la séquence varie selon les conditions hydrodynamiques. Il s'agit de l'association des vagues, de la suffosion et de la cryoclastie. Selon nos observations, des écoulements hydrogéologiques importants se produisent en automne, en été et au printemps et provoquent de la suffosion, qui permet un recul rapide du sommet de la falaise. L'hiver, l'épaisse unité intertidale est particulièrement soumise aux processus cryogéniques et elle tend à s'effriter, provoquant également le recul du sommet de la falaise par effondrement du débord organique. Les sédiments ainsi érodés sont stockés dans le bas de la falaise et les vagues viennent les remanier lors de conditions hydrodynamiques plus intenses, sans nécessairement modifier le trait de côte. Par contre, lors des tempêtes, il arrive que le sapement basal des vagues devienne l'agent érosif principal et érode la base sableuse de la falaise située au centre et au nord du site. Lorsqu'une quantité suffisante de sable est érodée au pied de la falaise, il y a un réajustement de la pente par appel au vide et un recul rapide de la côte (Figure 4. 14).

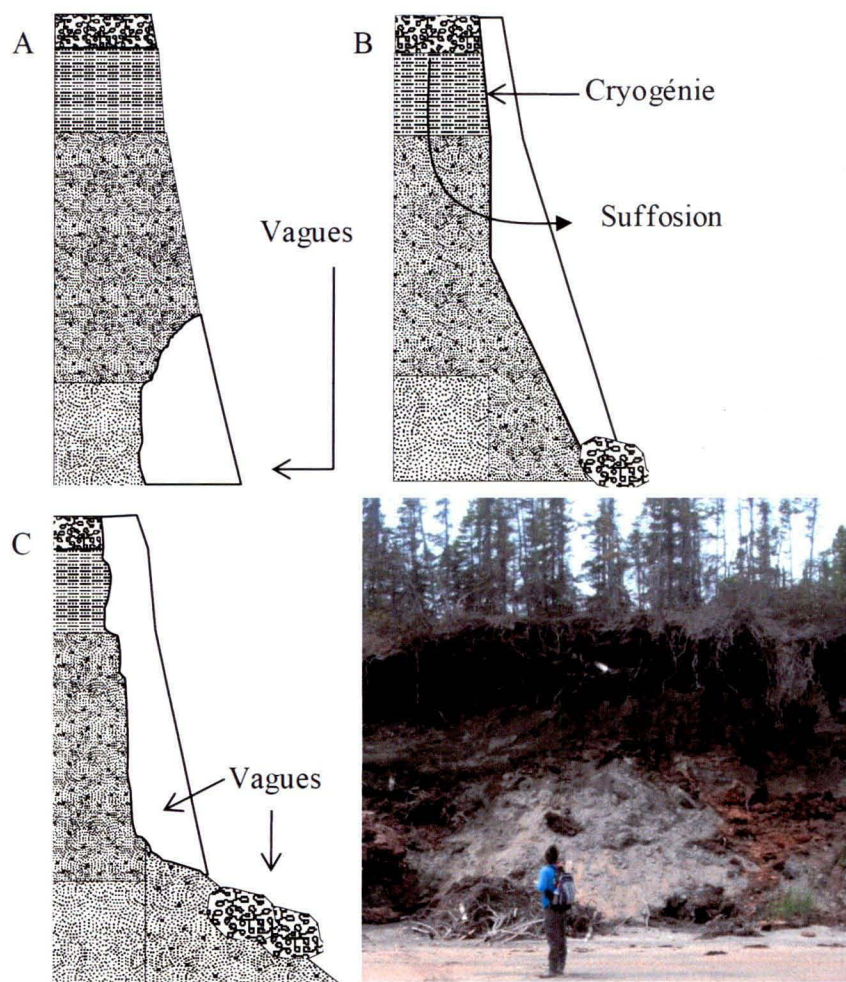


Figure 4. 14 Mode de recul dominé par la suffosion, la cryoclastie et les vagues. L'étape B peut parfois se produire sans que l'étape A ne la précède.

La portion du site entre les bornes Bet-74 et Bet-80 est affecté par un mode de recul semblable car il s'agit d'un recul qui s'opère d'abord dans la partie supérieure de la falaise et qui affecte directement le trait de côte en raison de l'action dominante de la suffosion, qui est dans ce cas-ci favorisée par la superposition de l'unité sableuse qui repose sur l'unité silto-argileuse relativement plus imperméable. Cela va provoquer l'effondrement de débords organiques. Dans un deuxième temps, deux situations peuvent se présenter. D'une part, les radeaux de tourbe érodés peuvent s'accumuler dans la falaise et au bas de celle-ci, permettant une stabilisation temporaire de la côte. D'autre part, il arrive que la tourbe s'éboule jusque sur la plage où elle est remaniée par les vagues lors de conditions hydrodynamiques un peu

plus intenses. Dans ce cas, le bas de la falaise n'a plus de protection et l'unité silto-argileuse est soumise aux processus cryogéniques et à la dessiccation, ce qui entraîne un recul vertical du bas de la falaise sans que le trait de côte ne recule nécessairement (Figure 4. 15).

Ce mode de recul se distingue du premier par l'inefficacité des vagues à provoquer directement de l'érosion et par la possibilité que d'autres processus s'opèrent à la base de la falaise. Cela est principalement attribuable à la litho-stratigraphie. La présence d'une unité silteuse au pied de la falaise fait en sorte que les vagues réussissent difficilement à arracher du nouveau matériel de la côte, outre celui qui s'était déjà érodé et qui se trouvait à la surface de la falaise et sur la plage.

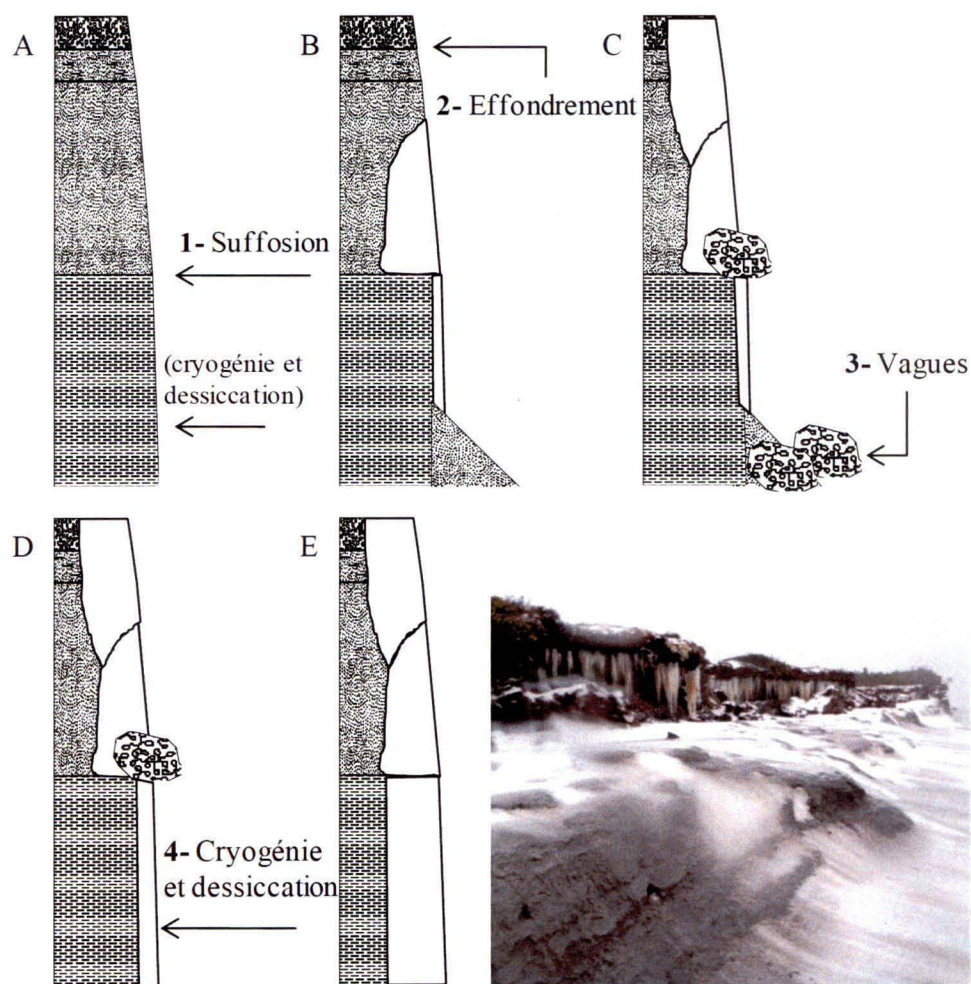


Figure 4. 15 Mode de recul dominé par la suffosion, les processus cryogéniques et la dessiccation.

4.1.4.3 Facteurs clés

Les éléments de caractérisation géomorphologique font ressortir plusieurs facteurs déterminants dans l'évolution de la tourbière de Betsiamites. Il s'agit dans un premier temps de la litho-stratigraphie, puisque les taux mesurés pour les 2 types de faciès au nord de la tourbière s'érodent plus rapidement. À cet effet, la position litho-stratigraphique des unités sableuses par rapport à la hauteur de la limite des vagues de tempête est importante, de même que l'épaisseur des sables infratidaux lorsqu'ils reposent sur une unité prodeltaïque plus imperméable, ce qui détermine l'ampleur du recul par suffosion. La présence d'une unité intertidale sommitale épaisse favorise aussi l'érosion du trait de côte puisque sa granulométrie fine est propice aux processus cryogéniques, à la dessiccation, à la suffosion et aux décrochements superficiels.

Un deuxième facteur clé est la fréquence et l'abondance des précipitations liquides. Elles conditionnent fortement les processus hydrogéologiques, lesquels ont beaucoup d'impact sur la morphogénèse côtière. La présence d'un couvert forestier et la topographie de la côte influencent quant à eux la couverture neigeuse, un facteur déterminant pour les processus cryogéniques. En effet, l'absence d'arbre permet au vent de souffler la neige dans le haut de la falaise alors que la topographie laissée par les décrochements superficiels, en cuvette, permet une plus grande accumulation de la neige sur la côte. L'épaisseur et la pérennité de cette couverture neigeuse diminue grandement l'efficacité des processus cryogéniques.

En ce sens, les températures hivernales deviennent aussi un facteur clé. D'une part, une diminution ou l'absence de pied de glace nuit à l'accumulation de la neige dans le bas de la falaise puisque la plage reste toujours sous l'emprise des marées et des vagues. D'autre part, une diminution de la couche neigeuse expose davantage les sédiments aux processus cryogéniques. Ces derniers risquent d'ailleurs d'être plus intenses avec des températures hivernales plus élevées, car elles entraîneraient probablement un plus grand nombre de cycles de gel-dégel. De plus, les redoux hivernaux, parfois accompagnés de pluies, entraînent des épisodes de suffosion et de coulées boueuses.

4.2 Secteur de Baie Saint-Ludger

4.2.1 Caractéristiques environnementales et géomorphologiques actuelles de la côte

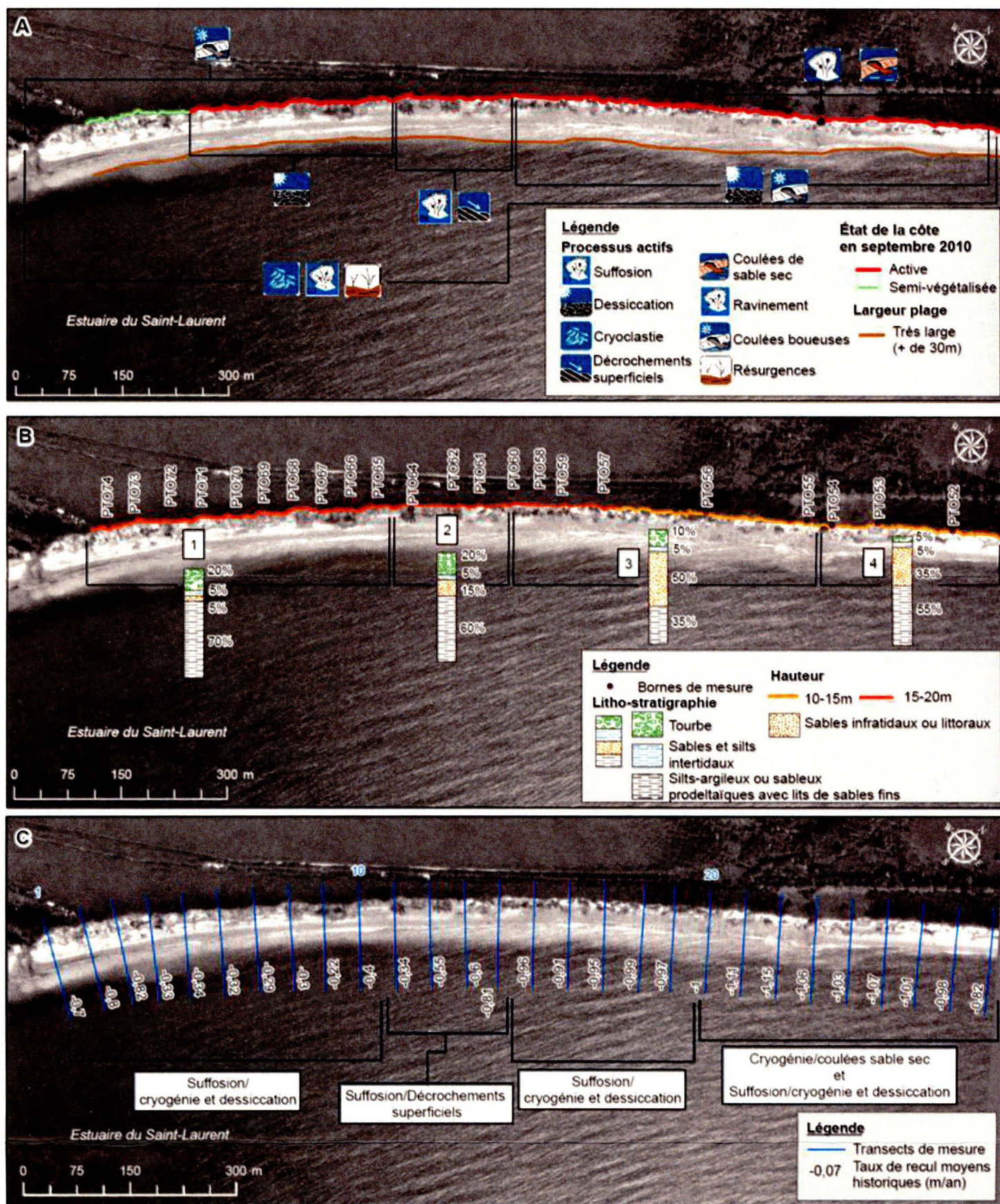
Le secteur de Baie Saint-Ludger possède une large plage de plus de 30 mètres (Figure 4. 16). Il est composé d'une falaise plutôt verticale faisant face au sud-est, ce qui fait en sorte qu'il est soumis au rayonnement solaire dès le matin et jusqu'en milieu d'après-midi, ce qui favorise la fonte de la neige en hiver. Par ailleurs, la présence d'une lisière forestière omniprésente sert d'écran à la neige lorsque le vent la soulève. La neige reste donc piégée derrière les arbres, dans la tourbière, ce qui fait que la falaise reçoit une quantité modérée de neige. En effet, la végétation à l'abord de la falaise est dense et assez haute car elle est composée d'arbres et d'arbustes de différentes tailles. À l'intérieur des terres, la végétation devient moins dense et moins haute car les arbres ne dépassent rarement 1,5 m ou 2 m, sauf dans la section est de la tourbière, où elle reste forestière. En combinant l'effet des arbres, de l'orientation de la côte et en ajoutant la verticalité des parois, l'enneigement de la falaise est plutôt négligeable en hiver.

En raison de la neige retenue à l'intérieur de la tourbière en hiver, les conditions hydriques sont particulièrement intenses au printemps. De nombreuses résurgences apparaissent sur la plage et l'eau s'écoule directement sur la face de la falaise. Par ailleurs, l'absence de mares et la présence d'un seul canal de drainage dans la tourbière font en sorte qu'elle contient de l'eau à longueur d'année mais qu'elle est tout de même assez sèche en surface, du moins dans la bordure forestière qui longe la côte.

4.2.1.1 État de la côte

La côte est vive et dépourvue de végétation de manière continue et ce sur la majeure partie de la falaise du site de Baie Saint-Ludger. Seul un court segment à l'extrême ouest de la tourbière est semi-végétalisé par des herbacées. Il représente 17% de la longueur totale du site (Figure 4. 16).

Figure 4. 16 Contexte géomorphologique et environnemental du site de Baie Saint-Ludger. A) Processus actifs et état de la côte en septembre 2010 B) Hauteur, litho-stratigraphie de la falaise et bornes utilisées pour le suivi récent saisonnier C) Transects utilisés pour l'évolution historique et modes de recul dominants de la falaise



Données sources: Orthophotographie: MRNF, 2005
Système de référence spatiale et projection: NAD 83, MTM 6

4.2.1.2 Litho-stratigraphie

La séquence litho-stratigraphique est la même pour l'ensemble de la falaise de la tourbière de Baie Saint-Ludger. Il s'agit d'une séquence sédimentaire superposant silts-argileux prodeltaïques, sables infratidaux, sables fins intertidaux et tourbe, ce qui correspond à des faciès de delta typique de la Côte-Nord du Saint-Laurent (Bernatchez, 2003). L'épaisseur des différentes unités varie cependant le long de la côte, ce qui a permis d'identifier 4 segments homogènes (Figure 4. 16). Pour les trois premiers segments à l'ouest, l'épaisseur relative de l'unité prodeltaïque par rapport à la hauteur de la falaise (entre 13,5 et 17 m et en moyenne 15,5 m) diminue au profit de l'unité infratidale à mesure que l'on se dirige vers l'est. Elle s'épaissit ensuite de nouveau pour le 4^e segment. Ainsi, entre le début de la tourbière à l'ouest et PTO-65 (segment 1), 70% de la hauteur totale de la falaise est formé de silts-argileux. Entre PTO-64 et PTO-60 (segment 2), ce pourcentage passe à 60% et il diminue pour atteindre 35% entre PTO-58 et PTO-55 (segment 3). À partir de PTO-54 et jusqu'à l'extrémité est de la tourbière, l'épaisseur relative des silts-argileux par rapport à la hauteur totale est de 55% (segment 4).

L'unité sableuse représente seulement 5% de la hauteur totale de la falaise pour le premier segment litho-stratigraphique, le même pourcentage qu'occupe aussi l'unité intertidale. Au deuxième et au troisième segment, l'unité sableuse s'épaissit et forme respectivement 15% et 50% de la falaise. Au quatrième segment, elle s'amincit pour représenter 35% de la hauteur totale de la falaise. L'unité intertidale reste relativement semblable le long de la côte au sens où elle occupe toujours 5% de la hauteur totale.

L'épaisseur de la tourbe diminue en se dirigeant vers l'est du site. Elle représente 20% de la hauteur totale de la falaise pour les segments 1 et 2, ce qui équivaut à une épaisseur d'environ 2,5 m. Au troisième segment, 10% de la hauteur de la falaise est occupée par la tourbe alors que ce ratio est de 5% pour le quatrième segment.

4.2.2 Évolution historique

Depuis 1931, le littoral s'est continuellement déplacé vers l'intérieur des terres à une vitesse moyenne de $-0,74$ m/an, ce qui représente un recul moyen total de $54,76$ mètres sur la période de 74 ans couverte par l'étude. Malgré ce caractère persistant de l'érosion côtière, la tourbière a enregistré des périodes de recul plus lents et d'autres plus rapides (Figure 4. 17). C'est le cas entre autres des intervalles 1965-1972, 1987-1996 et dans une moindre mesure, de l'intervalle 1996-2005 qui présentent tous des valeurs de recul plus élevées que la moyenne. En effet, une ANOVA (avec test post-hoc, voir Appendice A) réalisée sur les taux d'érosion moyens révèle que les deux premiers intervalles énumérés précédemment sont différents de tous les autres intervalles d'évolution côtière et sont aussi différents entre-eux. Trois groupes aux vitesses de recul différentes existent donc à Baie Saint-Ludger. Le premier, qui comprend l'intervalle 1965-1972, a une vitesse de recul moyenne de $-1,67$ m/an. Le second, composé de l'intervalle 1987-1996, s'est érodé à une vitesse moyenne de $-1,18$ m/an. Le troisième groupe inclut les intervalles 1931-1965, 1972-1979, 1979-1982, 1982-1987 et 1996-2005 dont les vitesses de recul moyennes ont varié entre $-0,46$ m/an et $-0,84$ m/an. Contrairement au site de Betsiamites, la variabilité des taux d'érosion est mieux distribuée autour de la médiane et dans certains cas, elle est plus grande pour les plus fortes valeurs de recul, particulièrement entre 1965 et 1972 (Figure 4. 17). Probablement en raison du nombre restreint de transect de mesure, la normalité de données n'est pas respectée pour la plupart des intervalles d'évolution; les résultats de l'ANOVA doivent être relativisés.

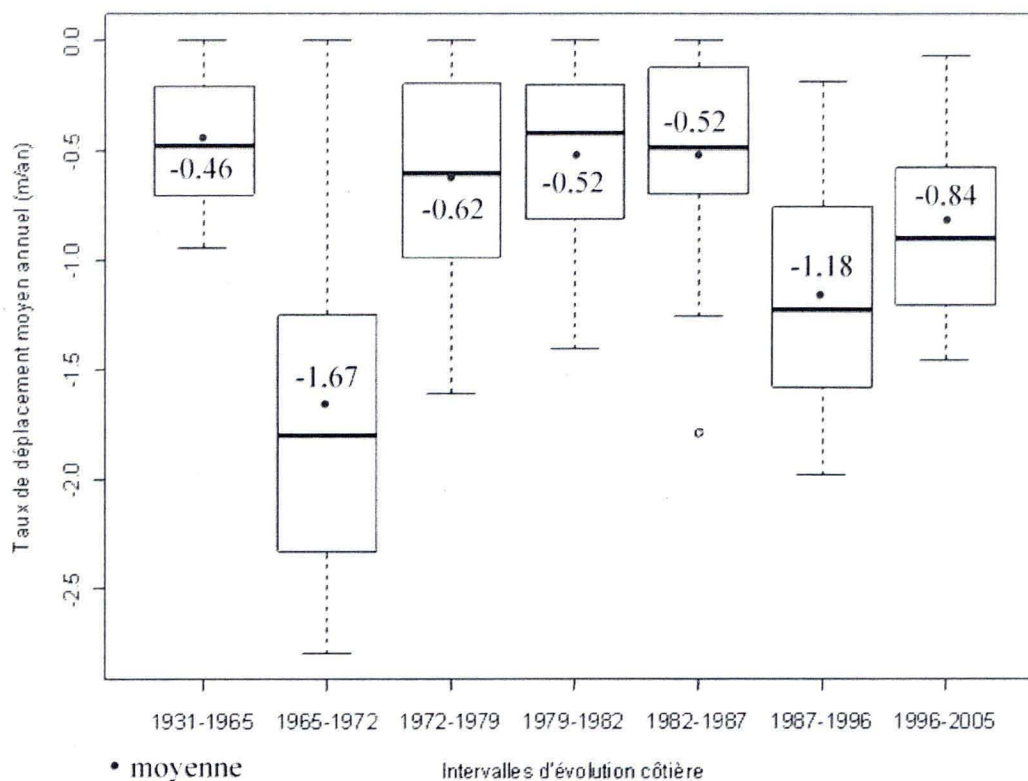


Figure 4. 17 Distribution des taux d'érosion historiques pour le site de Baie Saint-Ludger.

La distribution latérale des taux d'érosion sur la côte est présentée à la Figure 4. 16 et à la Figure 4. 18. En se basant sur la moyenne historique (trait noir sur la Figure 4. 18), le patron général est une érosion un peu plus importante dans la section nord-est de la tourbière (segments 3 et 4) et dans une courte zone à l'extrémité sud-ouest de la tourbière. Par contre, il existe une grande variabilité entre les intervalles d'évolution côtière.

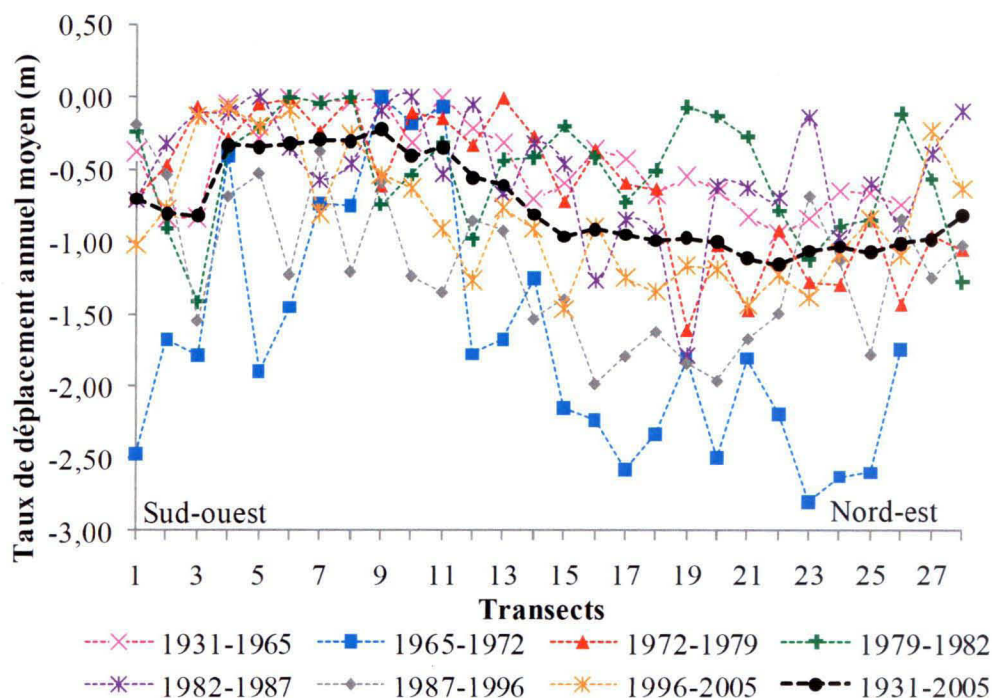


Figure 4. 18 Distribution des taux d'érosion historiques du site de Baie Saint-Ludger selon les transects de mesure.

Entre 1931 et 1965, les taux de recul sont toujours au-dessus de la moyenne historique et le recul le plus important (0,94 m/an) a été mesuré au 22^e transect. Au 11^e transect, il n'y a pas eu de recul. Des changements importants se sont produits le long du site entre 1931 et 1965 (Figure 4. 19). En effet, une terrasse de plage d'une largeur comprise entre 7 et 15 mètres couvrait le bas de la falaise des 500 derniers mètres à l'extrémité ouest de la tourbière en 1931. Elle était complètement disparue en 1965 et elle ne s'est d'ailleurs jamais reformée par la suite. En 1931, la terrasse devait bientôt entrer en érosion puisque la plage qui lui faisait face était relativement étroite, environ une dizaine de mètres, alors que plus à l'est la plage était plutôt large d'une vingtaine de mètres. Il est difficile d'établir avec une grande précision la largeur de la plage en raison de la qualité de la photographie aérienne de 1931. En 1965, la plage avait une largeur variant entre 17 et 22 mètres sur l'ensemble du site. Dans la moitié est de la tourbière, de nombreuses résurgences devenaient aussi visibles sur la surface de la plage. Elles resteront d'ailleurs visibles sur les photographies de toutes les années ultérieures. L'état de la falaise s'est lui aussi modifié pour passer de végétalisé (les deux extrémités de la tourbière) et semi-végétalisé (le centre de la tourbière) en 1931 à

complètement vif en 1965. Cet état est resté lui aussi constant dans les années ultérieures. Des changements se sont aussi produits à l'intérieur de la tourbière avec l'apparition d'un chemin qui relie Pointe-aux-Outardes à Baie Saint-Ludger, d'un canal de drainage qui relie ce sentier au sommet de la falaise et de 3 petits chemins secondaires qui mènent à des étangs situés à l'ouest du site.

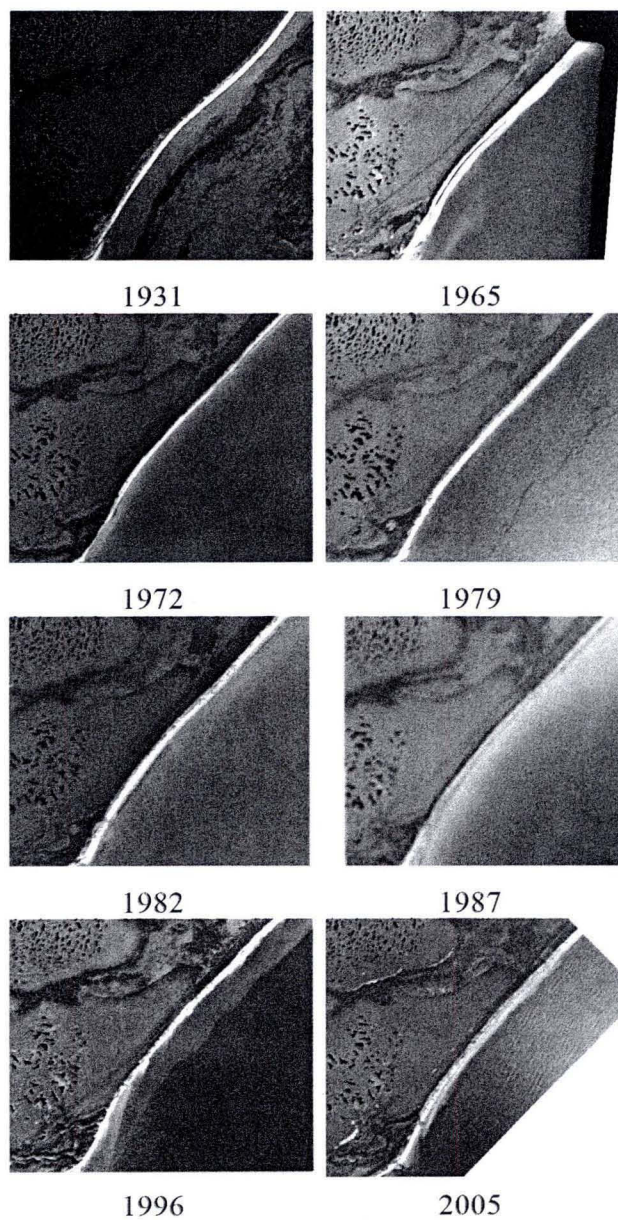


Figure 4. 19 Photographies aériennes historiques du site de Baie Saint-Ludger.

Peu de changements se sont produits dans le paysage en 1972 sinon que la largeur de la plage était alors en moyenne de 20 m à l'ouest de PTO-66, de 15 m entre PTO-66 et PTO-56 et de 10 m à l'est de PTO-56 (Figure 4. 19). Tel qu'évoqué précédemment, l'intervalle 1965-1972 a été particulièrement érosif sur ce site et à l'exception des transects 9 à 11, dont les reculs sont à peu près nuls, les taux de déplacements sont toujours plus rapides que la moyenne historique. Le déplacement a été en deçà de -2,50 m/an aux transects 17, 23, 24 et 25 avec un maximum de -2,80 m/an au 23^e transect. De manière générale, la distribution spatiale des taux d'érosion suit la tendance historique et les plus forts reculs sont surtout concentrés dans la section nord-est de la tourbière, mais certains taux élevés sont tout de même enregistrés entre le premier et le sixième transect.

Entre 1972 et 1979, la distribution spatiale des taux d'érosion est similaire à la tendance historique, mais ces taux sont souvent inférieurs à la moyenne historique dans la partie sud-ouest de la tourbière alors qu'à partir du 20^e transect, les taux sont souvent au-dessus de la moyenne historique. Le recul le plus rapide a été mesuré au 19^e transect ; il a été de 1,61 m/an. Au 8^e transect, le déplacement est nul. Très peu de changement ont affecté le paysage pendant cette période car la côte, l'arrière-côte et la plage sont restés relativement les mêmes (Figure 4. 19).

L'intervalle 1979-1982 est particulier car il ne suit pas la tendance historique. En effet, les taux de déplacement, même s'ils varient beaucoup, ne semblent pas être plus importants dans la section nord-est. Au contraire, le transect ayant le plus fort déplacement est le troisième, au sud-ouest, avec un taux de -1,41 m/an. Les transects 6 et 8 n'ont subi aucune érosion. En comparaison avec les photos acquises dans les années précédentes, celles de 1982 montrent un élargissement de la plage qui est alors d'environ 25-30 mètres au pied de la falaise à l'ouest de PTO-66 et de 20 mètres à l'est de cette borne (Figure 4. 19).

À l'instar de l'intervalle précédent, la période 1982-1987 est caractérisée par des reculs au-dessus de la moyenne historique dans la partie nord-est et qui sont comparables avec ceux mesurés dans le sud-ouest de la tourbière. Le 19^e transect a eu un taux de déplacement de -1,79 m/an, ce qui était le plus élevé. Aucun déplacement n'a été mesuré pour les transects 5 et

10. Par contre, un élargissement de la plage est observé sur les photographies de 1987. À ce moment, la plage avait une trentaine de mètres de largeur en moyenne (Figure 4. 19).

Entre 1987 et 1996, les taux de déplacement sont majoritairement plus importants que la moyenne historique et les transects avec les taux de recul les plus forts sont situés dans la deuxième moitié de la tourbière, vers le nord-est, même si des reculs considérables ont été mesurés sur l'ensemble de la falaise. Le taux le plus important, -1,98 m/an, est situé au 16^e transect. Aucun transect n'est resté inchangé et le taux de déplacement le plus faible est de -0,19 m/an, au premier transect. Les photographies de 1996 révèlent une plage qui semble étroite, mais elles ont été acquises à marée haute alors il est difficile d'en confirmer la largeur exacte. L'apparition de deux autres canaux de drainage qui prennent leur origine au sentier qui traverse la tourbière a aussi été observée (Figure 4. 19).

En 2005, la plage était relativement large, c'est-à-dire de 25-30 mètres pour l'ensemble du site (Figure 4. 19). Le dernier intervalle, 1996-2005, est caractérisé par des taux de déplacement généralement plus importants que la moyenne historique mais qui suivent la tendance générale, soit plus de déplacement au nord-est. Le plus faible taux de recul est de 0,07 m/an, au 4^e transect, alors que le plus fort est de 1,46 m/an, au 15^e transect.

Une dernière information à tirer de la Figure 4. 18 est la présence d'une certaine cyclicité des valeurs de recul d'un transect à l'autre. Cette cyclicité semble être présente pour chaque intervalle d'évolution côtière, bien qu'elle soit particulièrement évidente pour l'intervalle 1996-2005, surtout au sud-ouest de la tourbière. Par contre, sur le long terme, il y a peu d'irrégularités spatiales.

En termes de volume de sédiments, les relations entre les intervalles d'évolution côtière restent les mêmes, en ce sens que les années 1965-1972 et 1987-1996 sont caractérisées par des volumes de sédiments érodés plus élevés (Figure 4. 20). Ils atteignent respectivement 22,9 m³/m/an et 19,6 m³/m/an. C'est entre 1982 et 1987 que les volumes érodés ont été les plus faibles, soit de 7,2 m³/m/an. Au total, 807,3 m³/m de sédiments se sont érodés entre 1931 et 2005, ce qui représente une superficie de 70 867 m², ou environ 7 hectares.

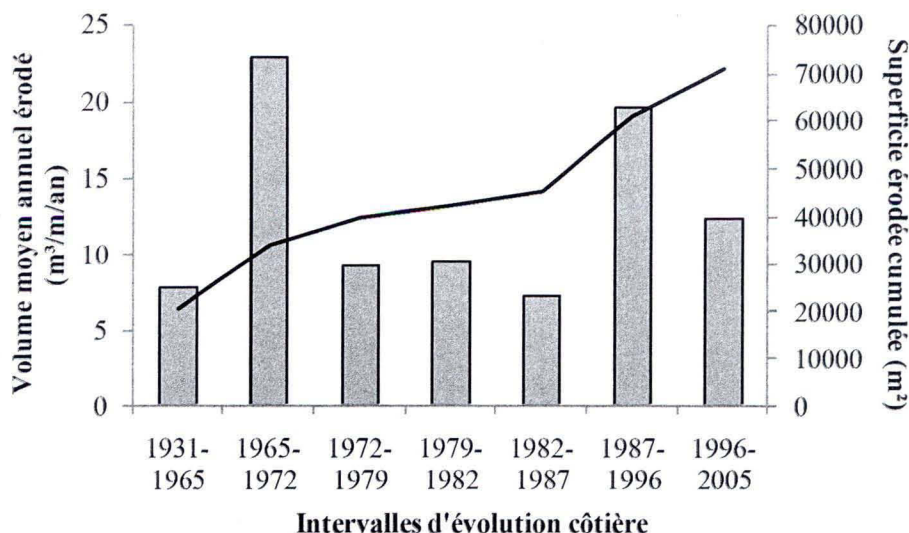


Figure 4. 20 Volumes et superficie des sédiments érodés selon les intervalles d'évolution côtière, site de Baie Saint-Ludger.

4.2.3 Évolution récente et saisonnière

Les relevés saisonniers mettent en relief le caractère épisodique de l'érosion à Baie Saint-Ludger puisque contrairement à Betsiamites, plusieurs bornes n'ont connu un recul qu'à une seule saison (Figure 4. 21). Ces relevés permettent également de constater une variabilité des valeurs moyennes d'érosion selon les saisons car un recul de seulement 0,01 m a été mesuré en automne 2010. Un faible recul avait aussi été mesuré à l'automne 2009 car il était de 0,08 mètre en moyenne. À l'inverse, des déplacements importants ont été observés à l'hiver 2011, qui a connu un recul moyen de 0,29 m. Cette valeur est très similaire à ce qui avait été mesuré au printemps 2010, 0,28 m. Contrairement aux automnes, les deux hivers ont été différents puisque l'érosion moyenne a été de 0,11 m seulement à l'hiver 2010. Finalement, la valeur moyenne d'érosion à l'été 2010 a été intermédiaire, soit de 0,14 m.

En général, les valeurs d'érosion sont relativement faibles et réparties sur l'ensemble de la falaise, sauf pour les 4 dernières bornes au nord-est qui ont enregistré de l'érosion importante (Figure 4. 21). Malheureusement, nous n'avons pas le détail saisonnier des bornes PTO-53 à PTO-55, mais nous avons leur recul total pour la durée de l'étude, qui excède 4

mètres. La borne PTO-56 est particulière parce que pour 5 saisons sur 6, c'est elle qui a connu le maximum d'érosion par rapport aux autres bornes. À cet endroit, le trait de côte a reculé de 0,70 m à l'automne 2009, 1,40 m à l'hiver 2010, 4,82 m au printemps 2010, 0,88 m à l'été 2010 et 1,70 m à l'hiver 2011. Au total, le recul a donc atteint 9,50 m. L'automne 2010 a été très peu érosif puisqu'un recul a été constaté à seulement 2 bornes, PTO-74 et PTO-68. Elles ont toutes deux été érodées de 10 centimètres.

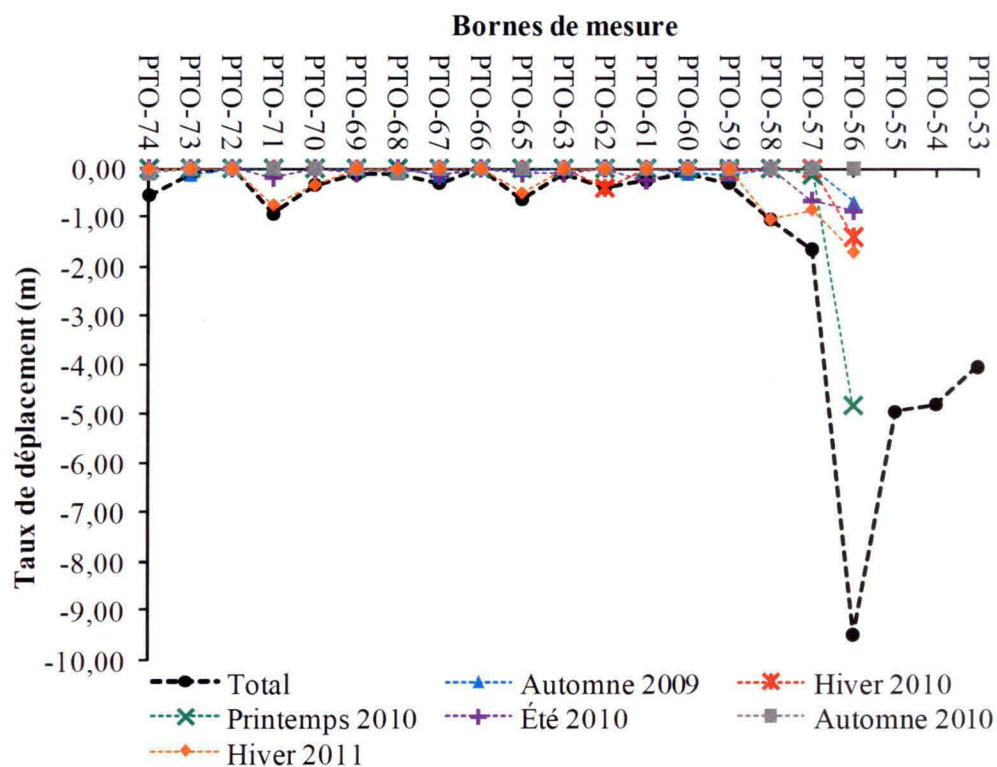


Figure 4. 21 Valeurs de recul saisonnières du site de Baie Saint-Ludger.

En considérant les 21 bornes, le recul moyen total, pour la durée de l'étude (août 2009 à mi-avril 2011), a été de 1,44 m, ce qui correspond, à l'échelle annuelle, à une érosion de 0,84 m/an. En excluant les bornes PTO-53 à PTO-56, le recul moyen annuel serait de 0,25 m/an. Rappelons qu'à l'échelle historique (1931-2005), le recul moyen était de 0,74 m/an. Le calcul de cette valeur était réalisé en tenant compte de la position du trait de côte jusqu'à la borne la plus à l'est, soit PTO-53. Elle doit donc être comparée à 0,84m/an. Cette dernière valeur est

identique au taux de déplacement moyen mesuré entre 1996 et 2005, qui était de -0,84 m/an (voir Figure 4. 17).

Pour les 6 bornes qui avaient été implantées à l'est de la tourbière (PTO-53 à PTO-58) en 2008, le recul moyen était de 20 cm entre les étés 2008 et 2009. Trois d'entre elles n'ont subi aucune érosion (PTO-54,55 et 56). Un recul de 90 cm a été mesuré à la borne PTO-53, de 20 cm à PTO-57 et de 12 cm à PTO-58 (LDGIZC, 2011). Ces valeurs sont relativement basses par rapport à ce que nous avons observé entre 2009 et 2011 puisque ces bornes étaient celles auxquelles l'érosion était la plus forte sur l'ensemble de la tourbière, entre 0,63 m/an (PTO-58) et 5,69 m/an (PTO-56).

Les segments de falaise semi-végétalisés se sont érodés moins rapidement que les segments vifs adjacents et ce pour toutes les saisons, sauf pour l'automne 2010 (voir Figure 4. 16 et Figure 4. 22). Par contre, cette différence n'est pas considérable puisque les segments vifs ont reculé en moyenne de 0,01 m contre 0,02 m pour les segments semi-végétalisés. À la fin de l'étude, les segments vifs s'étaient déplacés en moyenne de -1,69 m et les segments semi-végétalisés de -0,41 m. La colonisation de la falaise par la végétation semble donc réduire la vitesse de l'érosion mais ne permet pas de l'arrêter complètement.

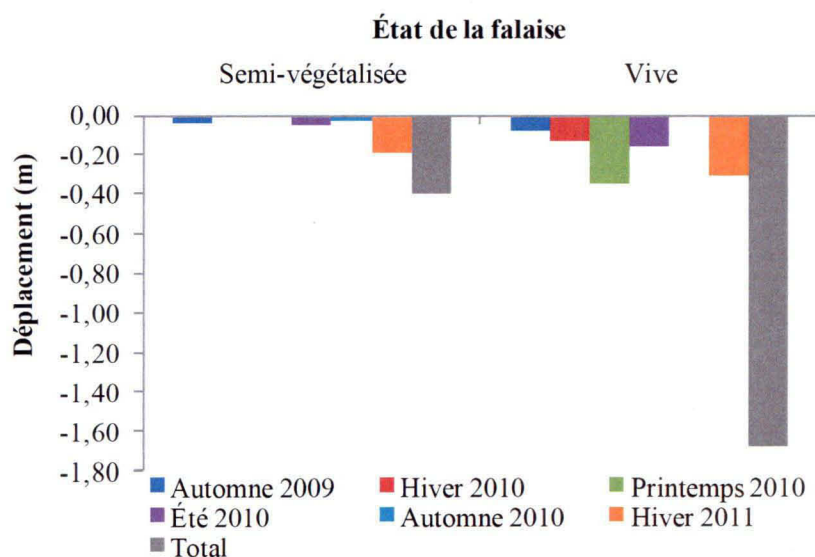


Figure 4. 22 Déplacement moyen saisonnier de la côte selon son état en septembre 2010, Baie Saint-Ludger.

Les quatre séquences litho-stratigraphiques se comportent également différemment (Figure 4. 16 et Figure 4. 23). Il y a une différence marquée entre les taux de recul mesurés dans la partie est et ouest du site d'étude. En effet, les deux premiers segments à l'ouest ont des taux de déplacement moyens calculés pour la durée totale de l'étude de -0,31 m et -0,22 m. Dans les 2 cas, il y a au moins 2 saisons où aucun déplacement n'a été mesuré. Au contraire, les segments 3 et 4 ont eu des taux de déplacement élevés, de -4,29 m et -4,43 m respectivement. Nous n'avons malheureusement pas le détail saisonnier pour les bornes qui sont comprises à l'intérieur du quatrième segment, mais nous avons noté deux saisons particulièrement érosives pour le troisième segment. Il s'agit du printemps 2010 et de l'hiver 2011.

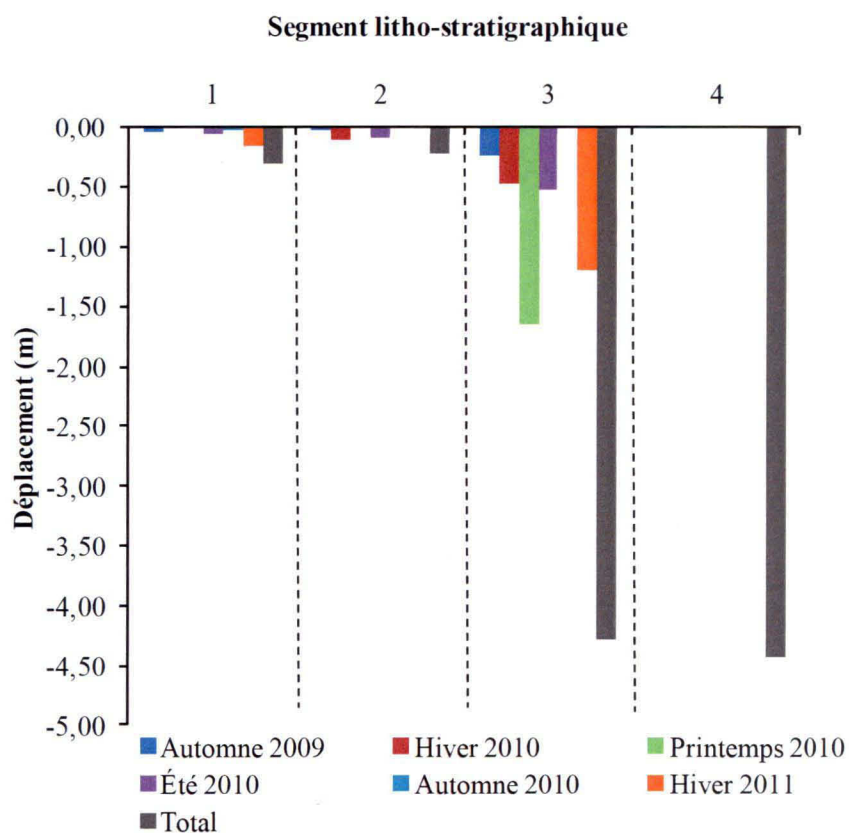


Figure 4. 23 Déplacement moyen saisonnier de la côte selon sa litho-stratigraphie, Baie Saint-Ludger.

4.2.4 Causes explicatives du rythme de recul de la falaise

4.2.4.1 Processus actifs

Les processus cryogéniques et hydrogéologiques sont les principaux mécanismes responsables de l'érosion côtière de la tourbière de Baie Saint-Ludger. D'une part, l'ensemble de la falaise est soumise à l'action des cycles de gel-dégel et des redoux qui permettent de déloger les sédiments silto-argileux en petits fragments. La section à l'ouest de PTO-64 et celle à l'est de PTO-60 sont également sensibles aux processus cryogéniques, mais la mobilisation des sédiments s'opère principalement par des coulées boueuses qui prennent leur origine dans les sédiments prodeltaïques. L'insolation prolongée de l'unité silto-argileuse gorgée en eau, à priori gelée, combinée avec des températures douces va permettre à la glace interstitielle de fondre et éventuellement de liquéfier une couche plus ou moins épaisse de sédiments (de l'ordre d'une dizaine à une trentaine de centimètres) qui vont être déplacés sur la plage. Ces coulées, bien qu'elles soient assez fréquentes, s'opèrent de manière assez localisée, généralement sur une largeur de quelques mètres, ce qui donne l'impression visuellement qu'un pan de la falaise a été déchiré (Figure 4. 24).



Figure 4. 24 Coulée boueuse, 14 décembre 2010.

Les processus hydrogéologique sont également importants, telle que le témoigne la densité des résurgences visibles sur l'ensemble du site (Figure 4. 25). Ces résurgences permettent le transport des sédiments de la falaise ainsi que ceux sur la plage. Des évidences de suffosion sont observées sur l'ensemble du site, particulièrement vers le centre et l'est de la tourbière. D'énormes cirques sont ainsi formés dans les sédiments infratidaux (Figure 4. 26). Il y a également une courte zone où se produisent des décrochements superficiels liés aux écoulements concentrés de l'eau entre les bornes PTO-64 et PTO-60. Ils ont comme conséquence de former des petits amphithéâtres qui subissent ensuite du ravinement.

La dessiccation des matériaux silteux est aussi active à Baie Saint-Ludger puisque l'orientation de la côte, vers le sud-est, permet une insolation prolongée et favorise les cycles d'humidification-séchage. Ce processus est particulièrement efficace sur les zones les plus verticales et exposées de la falaise, qui sont souvent celles aussi affectées par la cryoclastie et les coulées boueuses. Ainsi, la dessiccation s'opère entre les bornes PTO-71 et PTO-65 et entre PTO-60 et PTO-52.

À l'est de la tourbière, un petit exutoire a créé une zone de ravinement intense à proximité de laquelle des taux d'érosion importants ont été mesurés (PTO-54 et PTO-55) (Figure 4. 27). Dans le même secteur, il y a aussi des coulées sableuses provoquées par l'érosion des sédiments prodeltaïques sous-jacents qui n'assurent alors plus le soutien des sables, qui vont former des cônes d'éboulis (Figure 4. 27). Ce phénomène se produit à plusieurs endroits sur la côte mais il n'implique pas une large portion de la falaise à la fois.

Finalement, mentionnons l'action indirecte des vagues, qui permet de nettoyer la plage des sédiments préalablement érodés de la falaise. D'abord, la plage est large, ce qui fait en sorte que les vagues n'atteignent qu'occasionnellement le pied de la falaise. De plus, la base de la falaise est composée de sédiments silteux et compacts, qui sont peu sujets à être délogés par les vagues, qu'ils tendent plutôt à réfléchir. D'ailleurs, les vagues de tempête du 6 décembre 2010 n'ont pas provoqué de recul de la falaise puisque les valeurs de recul mesurées sont nulles ou négligeables. Néanmoins, la base de la falaise et la plage sont nettoyées à une fréquence assez élevée pour empêcher l'atteinte d'une pente d'équilibre et/ou que les sédiments sableux ne couvrent les sédiments prodeltaïques.

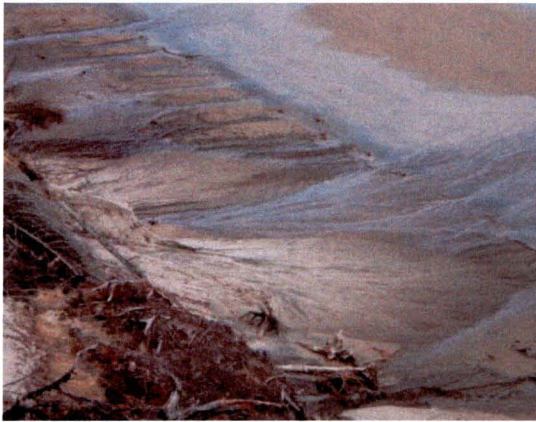


Figure 4. 25 Résurgences au site de Baie Saint-Ludger.



Figure 4. 26 Cicatrice formée par la suffosion au contact entre l'unité sableuse et l'unité silteuse, Baie-Saint-Ludger.



Figure 4. 27 Zone de ravinement et coulées de sable sec, Baie Saint-Ludger.

4.2.4.2 Modes de recul

Trois modes de recul s'observent à Baie Saint-Ludger. Le premier est le mode qui agit par la succession de la suffosion et des processus cryogéniques/dessiccation. Il s'observe dans trois secteurs, soit entre les bornes PTO-74 et PTO-65, entre PTO-60 et PTO-56 et entre PTO-56 et PTO-52 (Figure 4. 16). Il s'opère de la même manière qu'expliqué à la Figure 4. 15 pour le site de Betsiamites. Par contre, nous avons remarqué que dans le secteur où l'unité sableuse est épaisse (PTO-60 à PTO-56), la dimension des cicatrices de suffosion était plus importante qu'à Betsiamites.

Le deuxième mode concerne un secteur au centre de la tourbière, comprenant les bornes PTO-60 à PTO-64. L'ensemble de la falaise est dans un premier temps affecté par la suffosion, et ensuite par les décrochements superficiels qui entraînent vers le bas tous les sédiments. Cela forme une topographie en cuvette, qui peut contenir beaucoup de radeaux de tourbe qui permettent de réduire l'action des agents environnementaux (eau d'infiltration, rayonnement solaire, vagues) qui provoqueraient autrement l'érosion des sédiments qui se trouvent en dessous. La base de la falaise peut donc rester assez stable jusqu'à ce que des conditions hydrodynamiques intenses permettent aux vagues de saper le bas de la falaise et provoquer le retrait direct des remparts de tourbe et des sédiments piégés dans les cuvettes (Figure 4. 28). Par contre, les parois verticales de l'unité prodeltaïque qui forment des éperons entre les cicatrices de décrochement peuvent être affectées par les processus cryogéniques. Le haut de la falaise peut aussi rester actif en raison du ravinement et des nombreux écoulements qui émanent de la tourbière.

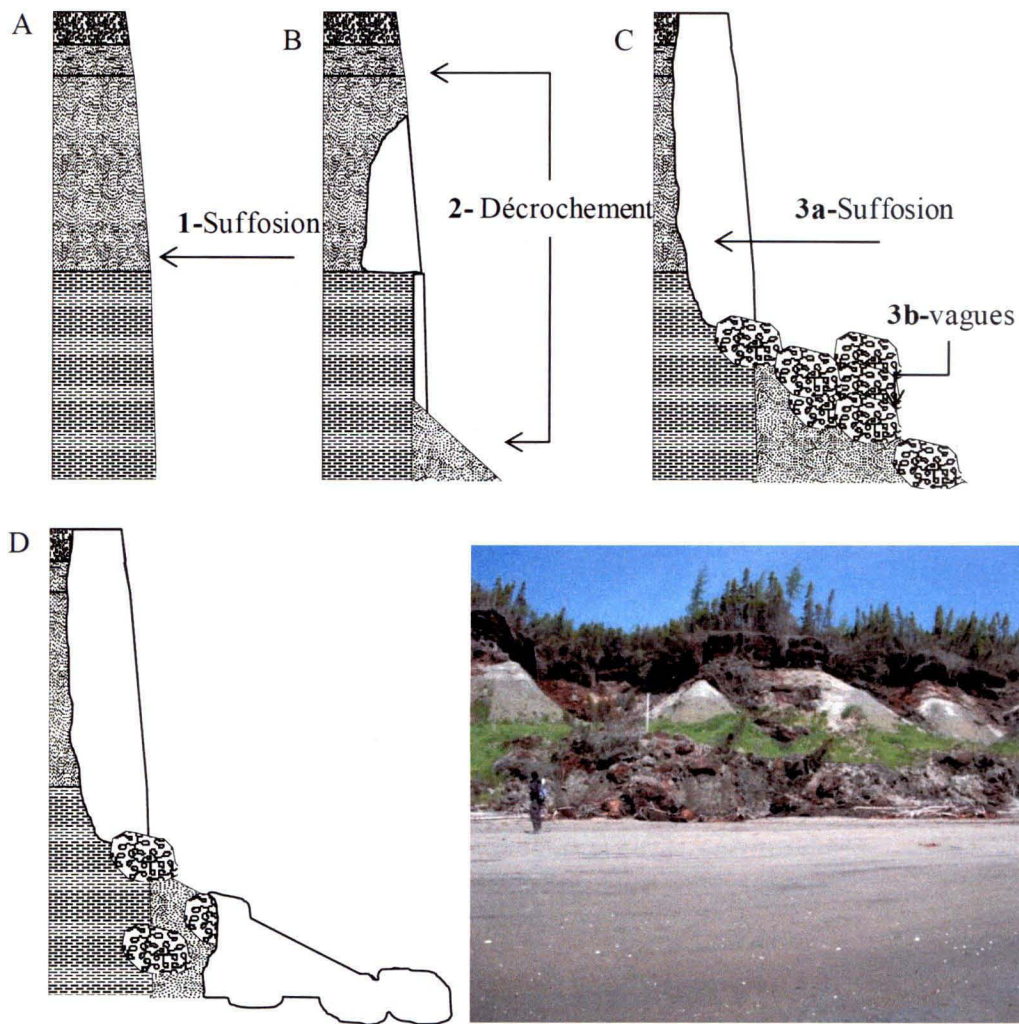


Figure 4. 28 Mode de recul par la dominance de la suffosion et des décrochements superficiels.

Le dernier mode de recul observé s'opère d'abord par le bas de la falaise et ensuite par le haut. Il se produit entre les bornes PTO-56 et PTO-52 en alternance avec le mode « suffosion/ processus cryogénique et dessiccation ». Dans ce cas-ci, les processus cryogéniques et de dessiccation dominant et provoquent l'érosion de l'unité silto-argileuse du bas de la falaise dans un premier temps. Lorsqu'elle s'est érodée à un point de ne plus pouvoir soutenir les sables qui la couvre, ceux-ci glissent (coulées de sable sec) et retirent en même temps le soutien qu'ils apportaient à l'unité intertidale et de tourbe sus-jacente. Ces unités vont donc s'effondrer, ce qui entrainera le déplacement du trait de côte (Figure 4. 29). Bien que cette succession de processus était possible à Betsiamites, elle ne dominait pas l'évolution de la

côte car son action était ponctuelle et elle était associée à un recul trop faible. Dans le cas de Baie Saint-Ludger, l'érosion mesurée associée à ce mode de recul est élevée. Cela peut s'expliquer par le fait que la falaise de Baie Saint-Ludger est plus haute et l'unité prodeltaïque plus épaisse. Elle est donc davantage sujette aux processus cryogéniques, d'autant plus que la falaise est plus verticale et la tourbière est plus forestière, ce qui limite l'accumulation de la neige dans la falaise.

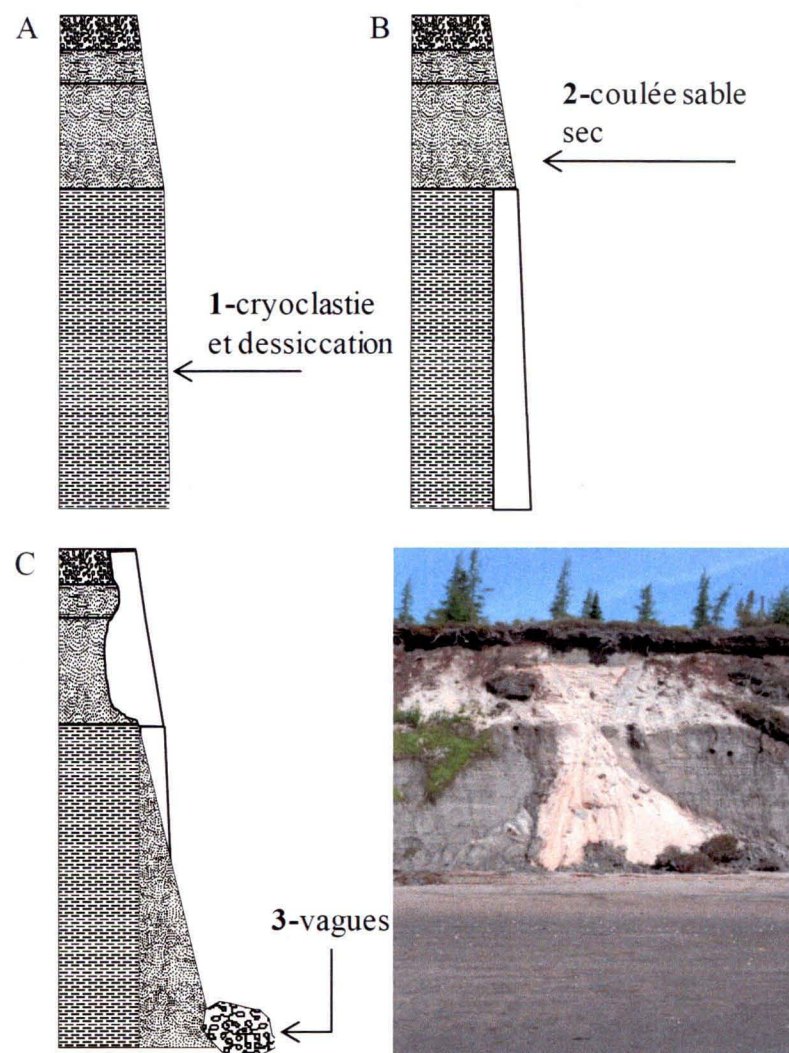


Figure 4. 29 Mode de recul par la dominance des processus cryogéniques, de dessiccation et des coulées de sable sec.

4.2.4.3 Facteurs clés

Le premier facteur clé déterminant l'évolution côtière du site de Baie Saint-Ludger est l'abondance et la fréquence des précipitations liquides. Elles contrôlent directement l'occurrence de la suffosion, de certaines coulées boueuses, des décrochements superficiels, la densité des résurgences et l'instabilité générale du terrain, caractéristiques qui dominent la côte. Étant donné la prépondérance des processus hivernaux et des reculs qui ont été mesurés l'hiver, les précipitations neigeuses, qui déterminent le couvert nival, représentent aussi un facteur clé pour l'évolution du site de Baie Saint-Ludger. Le couvert forestier au sommet de la falaise favorise l'accumulation de neige dans la tourbière. Lors de la fonte, la quantité d'eau va favoriser les processus hydrogéologiques.

Certains processus, dont les processus cryogéniques et la dessiccation, sont également sensibles à une variation des températures moyennes annuelles (Bernatchez *et al.*, 2008), qui est le troisième facteur clé identifié comme déterminant à Baie Saint-Ludger. Finalement, la litho-stratigraphie, et plus particulièrement l'épaisseur relative de la couche de sable par rapport à la couche silto-argileuse, est fondamentale parce qu'elle détermine quel processus géomorphologique sera le plus favorisé selon les mêmes conditions climatiques. Cela a donc une influence directe sur les modes et sur l'intensité des reculs qui s'opèrent. Ainsi, la falaise des segments 3 et 4, qui est composée d'une unité sableuse plus épaisse, présente des taux de recul un peu plus élevés.

4.3 Secteur de Pointe-Lebel

4.3.1 Caractéristiques environnementales et géomorphologiques actuelles de la côte

La végétation de la tourbière de Pointe-Lebel est dominée par un couvert arbustif dont la taille est inférieure à 75 centimètres et souvent même à 30 centimètres. Cette condition favorise le transport de la neige vers la côte et son accumulation dans la falaise pendant la période hivernale. Les apports de neige sont d'autant plus importants en raison des vents qui soufflent du nord-ouest en hiver, donc du fond de la tourbière vers la côte, ce qui permet de former de larges corniches. Malgré l'orientation plein sud des parois qui optimise

l'exposition de la falaise au rayonnement solaire, la fonte de la neige est partielle et elle persiste assez tard au printemps en raison de l'épaisseur de la couverture neigeuse. Les processus géomorphologiques hivernaux sont donc atténués par rapport à ce qui était observé entre autre à Baie Saint-Ludger.

Le réseau hydrique de la tourbière de Pointe-Lebel comprend quelques petites mares isolées et dispersées un peu partout à la surface de la tourbière (Figure 4. 30). Il y a également plusieurs canaux de drainage rectilignes d'origine anthropique et espacés aux 50 m dans la portion est de la tourbière. Il y en a un autre à l'ouest de la tourbière à proximité de la borne TOU-2. À la surface, la tourbière est plutôt uniforme et sèche.

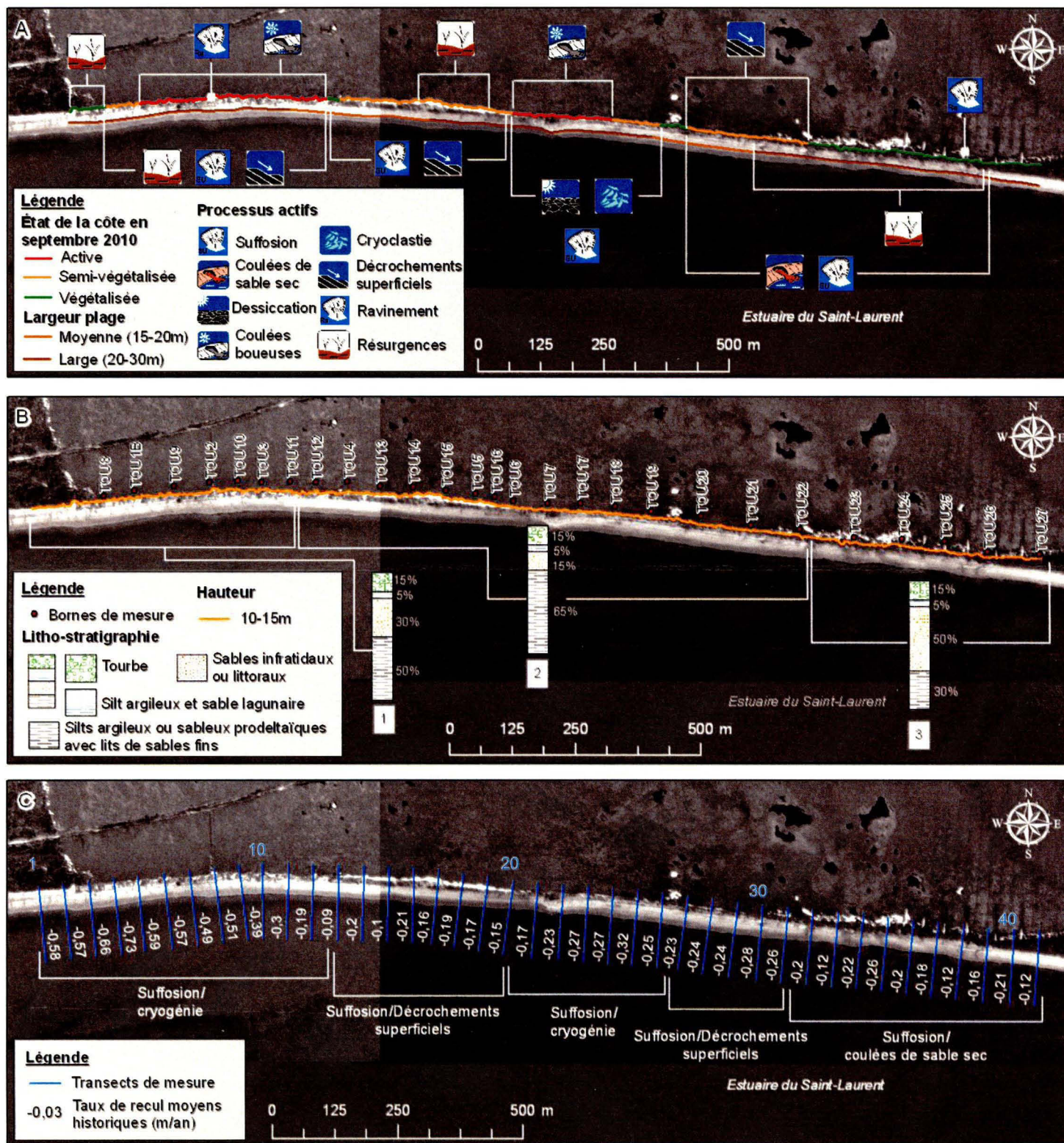
Au niveau de la plage, 3 secteurs sont d'une largeur comprise entre 20 et 30 m et 2 autres secteurs ont une largeur comprise entre 15 et 20 m (Figure 4. 30). Les secteurs dont les plages sont les plus larges se situent aux deux extrémités de la tourbière et entre les bornes TOU-14 et TOU-19. L'extrême est du secteur le plus à l'est (TOU-26 et TOU-27) possède aussi une petite terrasse de plage. Les secteurs où la plage est plus étroite sont localisés dans le centre de la tourbière, entre TOU-12 et TOU-14 et entre TOU-19 et TOU-21.

4.3.1.1 État de la côte

Il y a une alternance de zones vives, semi-végétalisées et végétalisées le long de la falaise de la tourbière de Pointe-Lebel. L'apparence de la côte varie beaucoup latéralement en l'espace de quelques dizaines à centaines de mètres (Figure 4. 30). Quatre segments discontinus totalisant 665 m sont végétalisés, ce qui équivaut à 32% de la longueur totale du site. Trois d'entre eux ont moins de 100 m. Le quatrième représente un secteur continu de 493 m à l'extrême est de la tourbière où les arbres sont bien implantés dans la falaise.

Les zones semi-végétalisées dominent la côte (38%) avec une longueur totale de 811 m réparties en quatre segments. Ces secteurs comportent une partie sommitale libre de végétation particulièrement active. Ils bordent toujours une zone végétalisée et servent souvent de transition entre les secteurs végétalisés et les secteurs vifs. Ces derniers constituent 30% de la côte, pour une longueur totale de 640 m découpée en deux segments. Le plus long, mesure 435 m alors que le deuxième mesure 205 m.

Figure 4. 30 Contexte géomorphologique et environnemental du site de Pointe-Lebel. A) Processus actifs et état de la côte en septembre



Données sources : Orthophotographie : MRNF, 2005
Système de référence spatiale et projection : NAD 83, MTM 6

4.3.1.2 Litho-stratigraphie

La litho-stratigraphie de l'ensemble de la tourbière de Pointe-Lebel peut être qualifiée de deltaïque. De la base au sommet, on retrouve une unité de silts-argileux ou sableux en alternance avec des lits de sable fins prodeltaïques, une unité de sables infratidaux, des sables fins et/ou silt argileux lagunaires et finalement un dépôt de tourbe (Bernatchez, 2003). Par contre, la côte peut être découpée en trois sous-sections homogènes en fonction de l'épaisseur de chacune de ces unités qui change latéralement (Figure 4. 30). Dans la première partie de la côte comprenant les bornes TOU-8 à TOU-11, la moitié de la hauteur totale de la falaise, qui est d'environ 14 mètres, est composée de silts-argileux. Les sables infratidaux composent 30% de la falaise. L'unité lagunaire et de tourbe représentent respectivement 5% et 15%. Ces deux dernières unités conservent la même épaisseur pour l'ensemble de la falaise. Par contre, le deuxième segment litho-stratigraphique (TOU-12 à TOU-22) diffère du premier par l'augmentation de l'épaisseur relative des silts-argileux prodeltaïque qui occupent 65% de la falaise, ce qui laisse 15% pour les sables. Le dernier segment (TOU-23 à TOU-27) est caractérisé par une unité silto-argileuse plus mince (35% de la hauteur totale de la falaise) et une unité sableuse plus épaisse qui forme 50% de la falaise.

4.3.2 Évolution historique

Depuis 1931, le littoral s'est déplacé vers l'intérieur de la péninsule de Manicouagan à une vitesse moyenne de -0,29 m/an. Au total, le recul moyen atteint 21,46 m pour les 74 ans étudiés. Au fil de ces années, les taux d'évolution sont restés relativement similaires et plutôt faibles. En comparant les différents intervalles d'évolution côtière à l'aide d'une analyse de variance, nous n'obtenons aucune différence significative entre ces derniers (Figure 4. 31 et Appendice A). Les taux de déplacement horizontaux sont majoritairement sous les -0,50 m/an et les reculs plus importants sont marginaux. De plus, la variabilité des taux de déplacement est plus grande pour les valeurs inférieures à la médiane et à la moyenne.

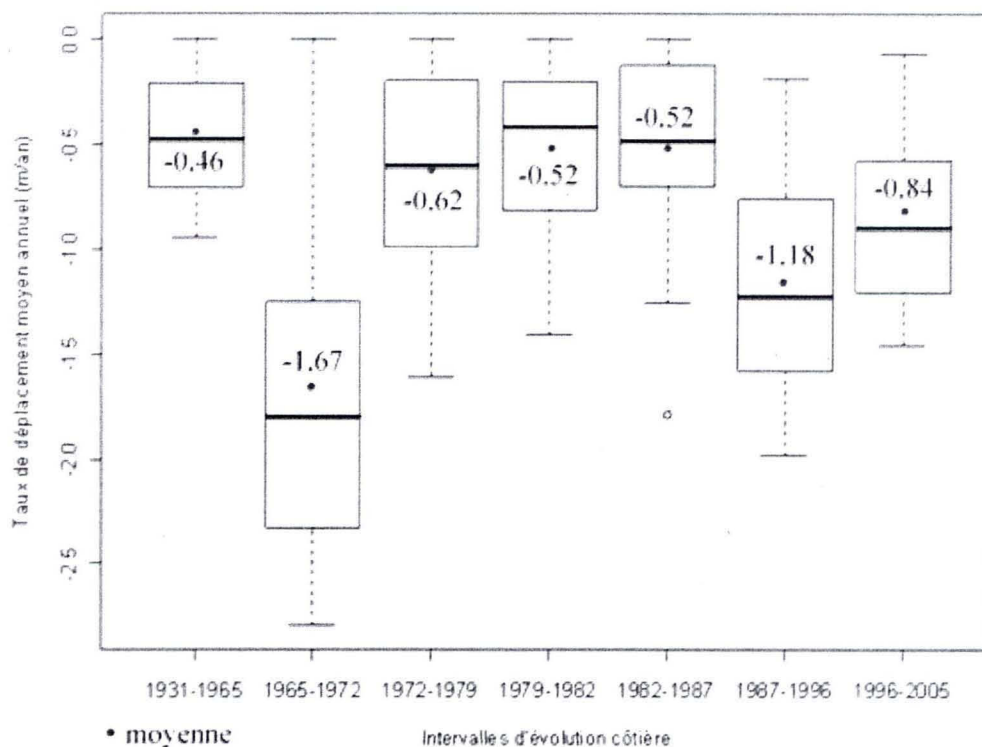


Figure 4. 31 Distribution des taux d'érosion historiques pour le site de Pointe-Lebel.

Spatialement, ces déplacements s'observent sur l'ensemble de la tourbière mais de façon plus marquée pour les 13 premiers transects à l'ouest (Figure 4. 30), et ce pour la plupart des intervalles d'évolution côtière (Figure 4. 32). Par contre, ce n'est pas le cas pour les années 1931-1965, où des taux de déplacement un peu plus importants ont été mesurés entre les 23^e et 31^e et 34^e et 36^e transect, donc à l'est de la tourbière. En 1931, une terrasse de plage d'une largeur moyenne de 8 mètres était présente au bas de la falaise des 225 derniers mètres à l'extrémité est de la tourbière. Elle débutait directement à l'est du 36^e transect, là où des taux de recul importants ont été mesurés. Par contre, la falaise était majoritairement vive mais parsemée de quelques courts segments semi-végétalisés répartis sur l'ensemble du secteur étudié. La plage était plutôt étroite (en moyenne 16 mètres) partout le long de la tourbière. En 1965, la falaise à l'ouest de la tourbière s'était végétalisée alors qu'elle est restée vive à l'est du 23^e transect. La terrasse de plage était par contre toujours présente et la végétation s'était densifiée devant les 150 derniers mètres à l'est. La plage s'était également élargie devant ce

secteur pour atteindre 35 mètres. Au centre et à l'ouest de la tourbière, la largeur de la plage était plutôt autour de 27 mètres (Figure 4. 33). Pour l'intervalle 1931-1965, le recul maximal a été de 0,53 m/an au 25^e transect, et le recul minimal a été de 0,07 m/an, au 15^e transect. Le taux de déplacement moyen était de -0,27 m/an.

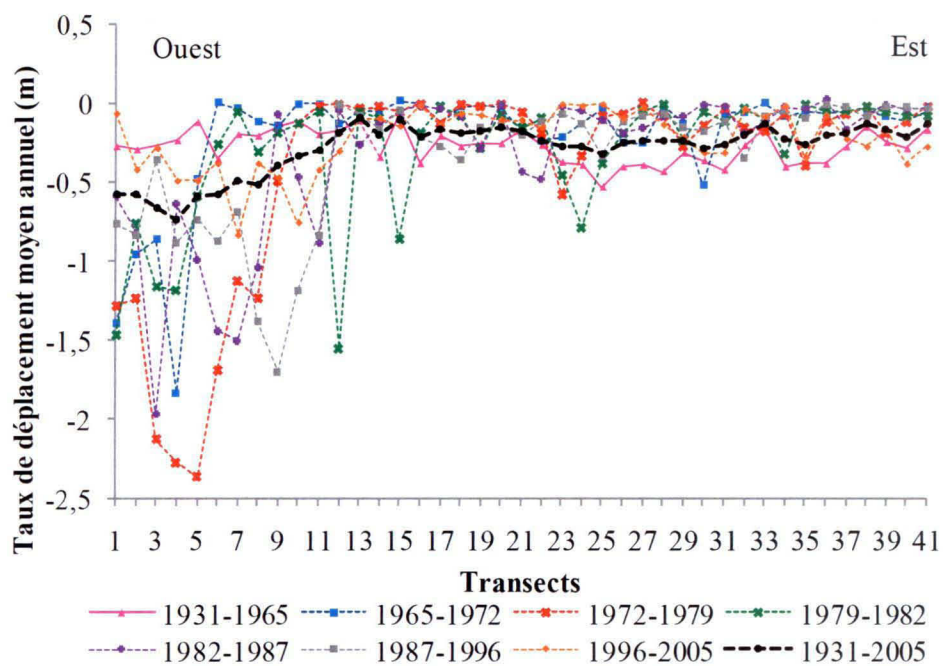


Figure 4. 32 Distribution des taux d'érosion historiques du site de Pointe-Lebel selon les transects de mesure.

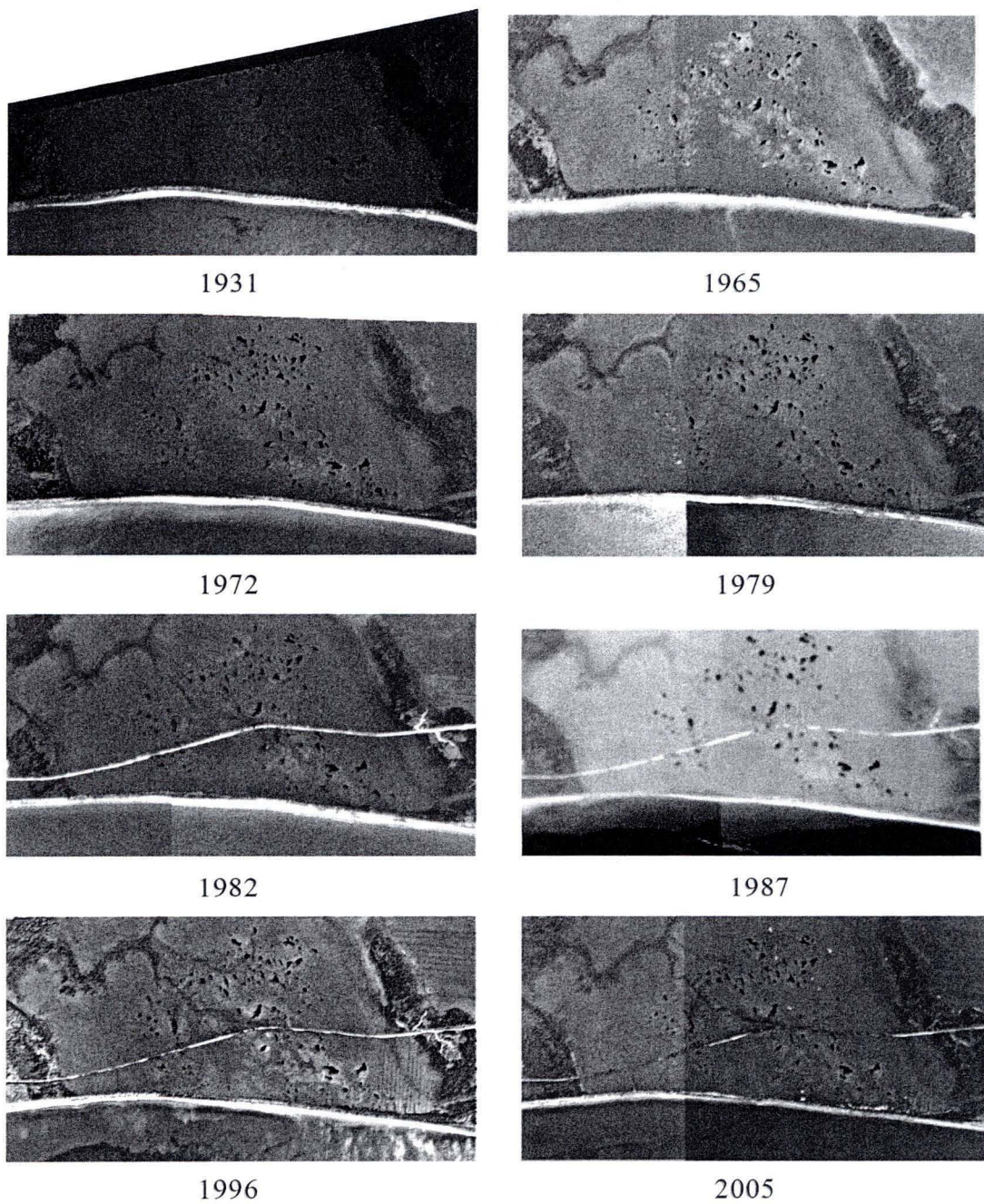


Figure 4. 33 Photographies aériennes historiques du site de Pointe-Lebel.

Entre 1965 et 1972, le recul moyen est plus faible, soit de 0,22 m/an, mais les taux les plus élevés se retrouvent à l'ouest de la tourbière, à l'image de la tendance historique. Même si la falaise est toujours majoritairement végétalisée à l'ouest de la tourbière en 1972, le haut de la falaise semble en réactivation puisqu'une bande d'environ 1 à 2 mètres directement sous la tourbe est dévégétalisée. L'érosion la plus importante, 1,83 m/an, a été mesurée au transect 4. Au 10^e, 11^e et 16^e transect, aucun déplacement n'a été mesuré. Pour les 10 derniers transects à l'est, les vitesses de recul sont toutes inférieures à 10 cm par année. En effet, la terrasse de plage est toujours présente en 1972. Elle s'est d'ailleurs élargie d'environ 2 mètres. La plage s'élargit d'ouest en est pour passer de 20 mètres à l'extrémité ouest de la tourbière à plus de 40 mètres jusqu'au 23^e transect. À l'est de ce dernier, la plage se rétrécit à 35 m jusqu'à l'extrémité du site (Figure 4. 33).

Le déplacement le plus rapide a eu lieu dans l'intervalle 1972-1979, où il a été en moyenne de -0,43 m/an. Ce déplacement est accentué à l'ouest de la tourbière, où il atteint un maximum de -2,36 m/an au transect 5. En effet, l'extrémité ouest s'est complètement réactivée entre 1972 et 1979 puisque la végétation qui couvrait la falaise est disparue entre le 1^{er} et le 9^e transect. La plage à l'avant de ce secteur est d'ailleurs plus étroite qu'ailleurs le long de la tourbière car elle est d'une quinzaine de mètres alors qu'elle est plutôt entre 25 et 30 mètres à l'est de la tourbière (Figure 4. 33). Les transects 12, 18 et 20 sont restés stables (cette section était toujours végétalisée) et dans la partie est du site, les taux étaient moins importants que la moyenne historique. La terrasse de plage n'a également pas été épargnée par l'érosion puisqu'elle n'occupait que les derniers 80 mètres de la tourbière (transect 40 et 41) et elle était large de 5 mètres en 1979.

En 1982, le centre de la tourbière, qui était végétalisé depuis 1965, devient semi-végétalisé car le haut de la falaise est en réactivation. La plage est toujours comprise entre 25 et 30 mètres dans ce secteur. Par contre, à l'extrême ouest (transects 1 à 9), elle n'est que de 11 mètres alors qu'à l'est de la tourbière, la plage est de 35 mètres (transects 27 à 41) (Figure 4. 33). La terrasse de plage s'est prolongée vers l'ouest de 70 mètres, environ jusqu'au 38^e transect. Elle est donc longue de 150 mètres, mais seuls les 80 mètres qui étaient présents en 1979 sont bien végétalisés. Elle s'est aussi élargie pour atteindre 10 mètres. Entre 1979 et 1982, le plus fort recul a été enregistré au 12^e transect, dans la section auparavant couverte de

végétation. Il a été de $-1,55$ m/an. Il n'y a eu aucun déplacement aux transects 28 et 35. Le taux de recul moyen pour l'ensemble de la tourbière était légèrement en dessous de la moyenne historique puisqu'il était de $0,31$ m/an.

En 1987, la terrasse de plage occupait toujours les derniers 150 mètres à l'est de la tourbière et le couvert végétal s'était densifié. Directement à l'ouest de la terrasse (transect 22 à 37), la falaise était semi-végétalisée alors qu'elle s'était complètement végétalisée dans la partie centrale du site (transect 11 à 21). À l'extrémité ouest de la tourbière (transect 1 à 10), la falaise était vive et la plage très étroite (une dizaine de mètres). Cette dernière s'élargissait ensuite progressivement vers l'est devant la section végétalisée et semi-végétalisée (de 15 à 25 mètres de large) pour se rétrécir à nouveau devant la zone à terrasse de plage (environ 15-16 mètres). En 1996, l'état de la falaise est similaire à ce qui était observé en 1987, sauf à l'est de la tourbière où la végétalisation de la falaise, de même que la terrasse de plage, a progressé vers l'ouest jusqu'au 32^e transect (ce qui représente les derniers 450 mètres à l'est du site). La plage s'est élargie à l'ouest de la tourbière par rapport à 1987 car elle est maintenant comprise entre 20 et 25 mètres et cette largeur reste la même pour l'ensemble du site à l'exception de la portion de la côte comprise entre les transects 22 à 28, où la plage est large d'environ 30 mètres (Figure 4. 33).

Ces similarités se reflètent dans les taux d'érosion étant donné que les intervalles 1982-1987 et 1987-1996 ont tous deux un taux de déplacement moyen de $-0,34$ m/an, des taux plus élevés à l'ouest de la tourbière et des taux majoritairement moins élevés que la tendance historique à l'est (représentée par un trait noir sur la Figure 4. 32). Par contre, la vitesse maximum de recul observé est de $1,97$ m/an entre 1982 et 1987 alors qu'il est de $1,70$ m/an entre 1987 et 1996. Ce maximum se retrouve également plus à l'ouest dans le premier cas, au 3^e transect, alors que dans le second il est au 9^e transect. Aucun déplacement n'a été mesuré aux transects 20, 30 et 39 pour l'intervalle le plus ancien. Pour le plus récent, ce sont les transects 12 et 36 qui n'ont subi aucune érosion.

Le taux de déplacement moyen du trait de côte a été le même entre 1996-2005 qu'entre 1965 et 1972, soit de $-0,22$ m/an, ce qui est inférieur à la moyenne historique. L'érosion la plus rapide s'est produite au 7^e transect, à une vitesse de $0,83$ m/an. Le 25^e transect est resté

inchangé pendant ces neuf années. Malgré ces taux de recul relativement faibles, la côte a passablement changé entre 1996 et 2005. En effet, à l'exception des 450 derniers mètres à l'est qui sont végétalisées (transects 32 à 41), l'ensemble de la falaise est devenue vive et ponctuée de quelques courts segments semi-végétalisés. La terrasse de plage est revenue presque à l'état de 1979 avec une longueur de 90 mètres et une largeur moyenne de 6 mètres (transects 40 et 41). Quant à la plage, elle est large d'environ 20 mètres sur l'ensemble du site (Figure 4. 33).

Au niveau des volumes impliqués, ils sont assez faibles à Pointe-Lebel puisqu'ils sont tous inférieurs à $10 \text{ m}^3/\text{m}/\text{an}$, peu importe les intervalles (Figure 4. 34). Les volumes les plus importants ont été mobilisés entre 1972 et 1979, période pendant laquelle $6,04 \text{ m}^3/\text{m}/\text{an}$ de sédiments ont été évacués vers l'estuaire maritime du Saint-Laurent. L'intervalle précédent (1965-1972) est caractérisé par le volume érodé le plus faible, $2,99 \text{ m}^3/\text{m}/\text{an}$. Pour la durée de l'étude, $290,9 \text{ m}^3/\text{m}$ ont été érodés. En termes de superficie, cela se traduit par une perte totale de $41\,405 \text{ m}^2$, soit un peu plus de 4 hectares en 74 ans, dont 50% se trouvent dans les premiers 650 mètres à l'ouest de la tourbière (transects 1 à 14).

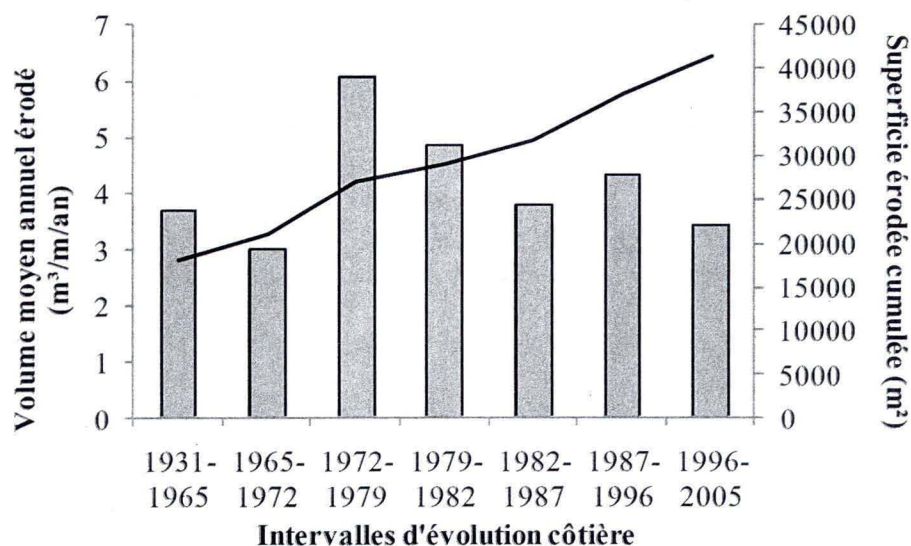


Figure 4. 34 Volumes et superficie des sédiments érodés selon les intervalles d'évolution côtière, site de Pointe-Lebel.

4.3.3 Évolution récente et saisonnière

L'étude de l'érosion à travers les saisons permet de constater que celle-ci a un caractère plutôt sporadique à Pointe-Lebel, à la fois dans le temps et dans l'espace (Figure 4. 35). En effet, seul l'hiver 2011 se distingue des autres saisons avec une érosion moyenne de 0,28 m. À l'hiver 2010, aucun recul n'avait été observé, alors qu'à l'automne 2009 et au printemps 2010, l'érosion moyenne était respectivement de 0,01 et 0,02 m. À l'été 2010, le déplacement moyen du trait de côte était légèrement supérieur car il atteignait -0,08 m. À l'automne 2010, une moyenne de 0,04 m a été érodée. Au total, le recul moyen a été de 0,48 m (août 2009 à mi-avril 2011), ce qui ramené sur un intervalle annuel, représente un déplacement de -0,28 m/an. Cette valeur est presque identique au taux historique moyen calculé pour 1931-2005 qui était de -0,29 m/an.

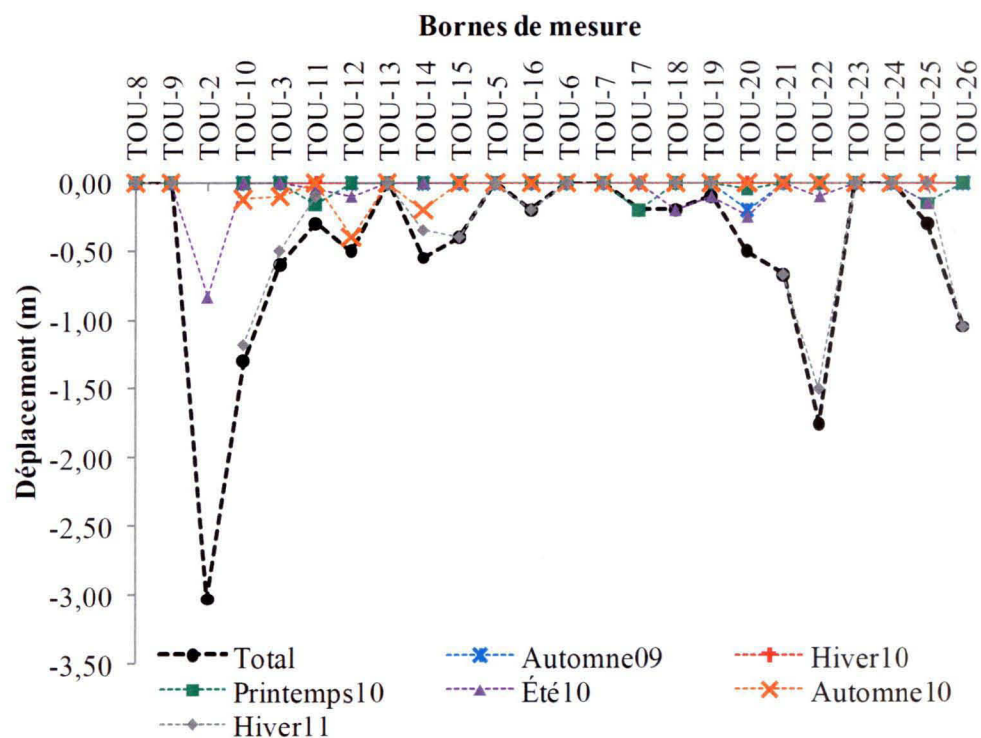


Figure 4. 35 Valeurs de recul saisonnières du site de Pointe-Lebel.

Des 24 bornes relevées, aucune érosion n'a été mesurée à 8 d'entre elles. Parmi les 16 bornes restantes, près de 45% n'ont connu qu'un seul épisode d'érosion alors que les autres en ont subi 2 ou plus. Il n'y a pas de distribution spatiale claire des valeurs de recul le long de la tourbière mais 2 bornes ressortent de la distribution. Il s'agit de Tou-2 et Tou-22. Dans le cas de Tou-2, des hiatus ne permettent pas d'avoir le détail de l'érosion pour toutes les saisons, mais nous savons qu'entre juillet 2009 et avril 2011, soit la durée de l'étude, le recul total a été de 3,03 m. La valeur d'érosion saisonnière individuelle la plus élevée a été mesurée à la borne Tou-22 où 1,50 mètre s'est érodé à l'hiver 2011.

Avec les données provenant des bornes Tou-01B à Tou-7 en place depuis 2005 et 2007, nous remarquons que des reculs sont mesurés à chaque année à la borne Tou-2, qui a un taux d'érosion moyen de 2,89 m/an entre 2005 et 2009 (Figure 4. 36). Pour les autres bornes, les taux de déplacement moyens varient entre 0,00 et -0,95 m/an. En considérant les 7 bornes, le recul moyen du trait de côte est estimé à 64 centimètres par année entre 2005 et 2009. En excluant Tou-2 qui semble se comporter différemment des autres bornes (à proximité d'un canal de drainage), le taux d'érosion est plutôt de 21 centimètres par année, ce qui s'approche davantage du taux de déplacement historique évalué précédemment à -0,29 m/an ou des taux mesurés pour les intervalles 1965-1972 et 1996-2005 qui étaient de -0,22 m/an.

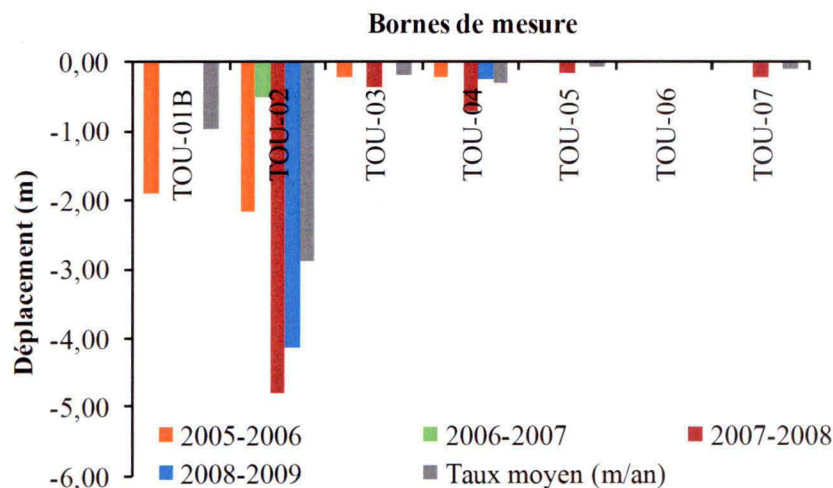


Figure 4. 36 Déplacement moyen des bornes entre 2005-2009 à Pointe-Label.

Les taux d'érosion varient en fonction de l'état changeant de la côte (Figure 4. 30 et Figure 4. 37). En effet, les zones végétalisées en 2010 ont un déplacement moyen pour l'ensemble de l'étude de -0,29 m, dont la plus grande part s'est effectuée en hiver 2011 (-0,24 m en moyenne). Aucun déplacement n'avait été mesuré pour l'automne 2009 et 2010 ni pour l'hiver 2010. Le printemps et l'été 2010 ont provoqué un déplacement moyen de -0,03 m et -0,04 m respectivement. Les zones semi-végétalisées se sont déplacées un peu plus rapidement puisqu'une moyenne de 0,42 m a été érodée entre juillet 2009 et avril 2011. Une fois de plus, c'est l'hiver 2011 qui est responsable de la majorité de l'érosion puisque le déplacement moyen a été de -0,35 m pour cette saison. Pour les autres, le déplacement a varié entre -0,01 et -0,05 m sauf pour l'hiver 2010 où il a été nul. Ce sont finalement les secteurs vifs qui ont enregistré le plus d'érosion puisqu'ils ont reculé en moyenne de 0,68 m. Les deux saisons qui ont provoqué le plus de recul sont l'été 2010 (en moyenne 0,13 m) et l'hiver 2011 (en moyenne 0,25 m) alors qu'aucune érosion du trait de côte n'a été mesurée à l'automne 2009 et à l'hiver 2010.

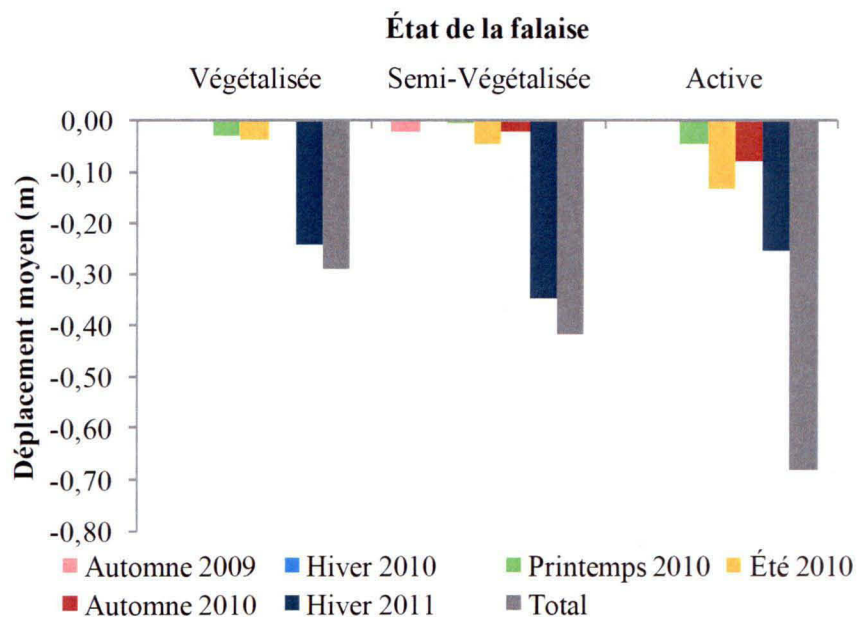


Figure 4. 37 Déplacement moyen saisonnier de la côte selon son état en septembre 2010, Pointe-Lebel.

Par rapport aux conditions litho-stratigraphiques, les deux segments à l'est de la tourbière se comportent de manière similaire avec un recul total moyen presque identique (0,36 m au 2^e segment et 0,35 m au 3^e segment) et une érosion plus accrue à l'hiver 2011 (Figure 4. 30 et Figure 4. 38). Le premier segment à l'ouest de la tourbière a un recul total moyen plus élevé (0,87 m) avec une érosion maximale à l'hiver 2011 (0,36 m) et une seconde période érosive à l'été 2010 (0,15 m).

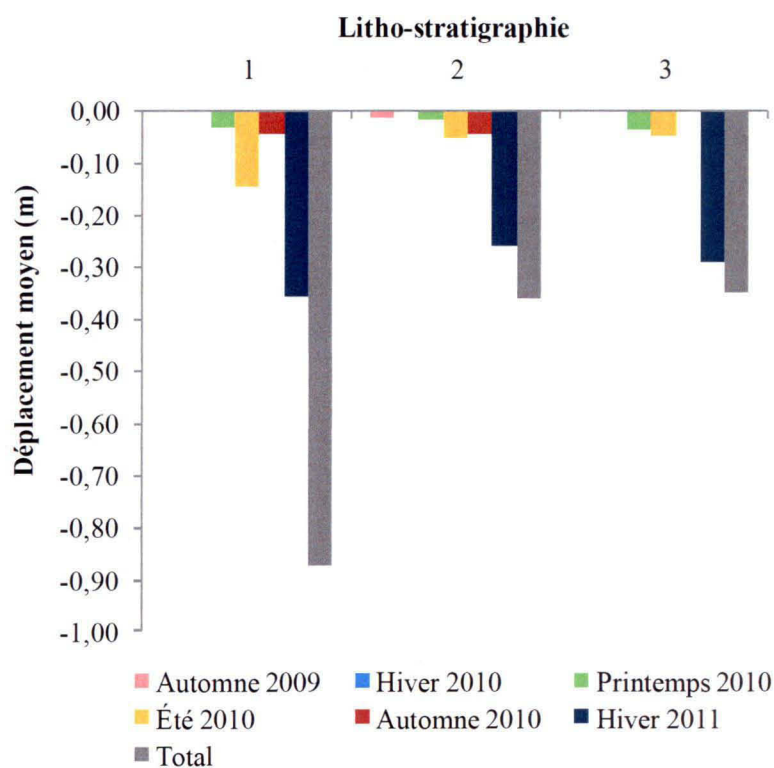


Figure 4. 38 Déplacement moyen saisonnier de la côte selon sa litho-stratigraphie, Pointe-Lebel.

4.3.4 Causes explicatives du rythme de recul de la falaise

4.3.4.1 Processus actifs

Une variété de processus géomorphologiques sont à l'origine de l'évolution du site de Pointe-Lebel. D'abord, des signes de décrochements superficiels ont été observés sur la majorité des segments caractérisés comme actifs ou semi-végétalisés (Figure 4. 30). Leur envergure est cependant réduite de sorte qu'il n'y a pas beaucoup de débris ou de radeaux de tourbe résiduels dans la falaise. Ensuite, des coulées boueuses liées au dégel se sont produites dans les deux segments actifs de la falaise et des zones de ravinement liées à des canaux de drainage d'origine anthropique ont été observées à l'ouest et à l'est de la tourbière. Dans le bas de la falaise végétalisée et semi-végétalisée à l'est de la tourbière, la suffosion et le ruissellement associé aux canaux de drainage permettent la formation de coulées de sables, qui témoignent de la réactivation de cette portion de la tourbière (Figure 4. 39).

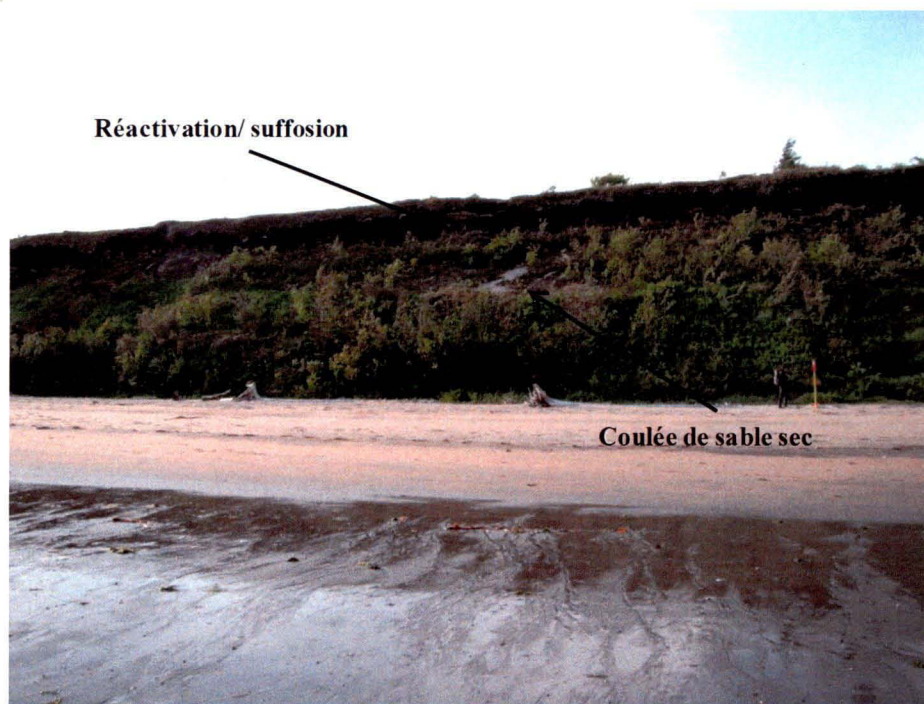


Figure 4. 39 Réactivation par la suffosion et les coulées de sable sec de la portion semi-végétalisée du site de Pointe-Lebel.

La suffosion affecte d'ailleurs presque l'ensemble de la tourbière au contact entre l'unité sableuse et l'unité silto-argileuse. Dans les zones semi-végétalisées, elle est responsable de l'érosion de la partie supérieure de la falaise, la partie inférieure étant couverte par la végétation. Si ce processus persiste, les portions les plus verticales de la falaise risquent de se réactiver et de se comporter comme les zones verticales localisées dans le secteur central de la tourbière qui sont affectées par les processus cryogéniques au début et à la fin de l'hiver (enneigement faible) et par la dessiccation en été (Figure 4. 40).



Figure 4. 40 Portion de la côte affectée par la suffosion, la dessiccation et les processus cryogéniques.

De nombreuses résurgences sont visibles sur le haut de plage et elles permettent d'entraîner des sédiments provenant de la falaise. L'impact des vagues est considéré comme négligeable si bien qu'il n'a pas été identifié comme agent d'érosion lors de la caractérisation de la falaise, mais son rôle dans l'évacuation des sédiments déplacés sur la plage par les autres processus est certain lorsqu'il n'y a pas de terrasse de plage protectrice.

4.3.4.2 Modes de recul

Les modes de recul formés par la combinaison des processus énumérés ci-dessus sont en partie similaires à ceux observés à Betsiamites et à Baie Saint-Ludger, mais ils sont un peu moins intenses en raison de la présence de végétation dans le bas de la falaise, du couvert de neige important en hiver et du sable qui recouvre souvent l'unité prodeltaïque. Ainsi, le premier mode observé est celui provoqué par la dominance de la suffosion, suivi des processus cryogéniques et de la dessiccation (voir Figure 4. 15). D'abord, la suffosion tend donc à s'opérer dans la partie supérieure de la falaise. Ensuite, lorsque l'unité prodeltaïque est exposée à la météorisation, la base de la falaise est déstabilisée par la dessiccation, la cryoclastie ainsi que par des coulées boueuses à l'ouest de la tourbière. Dans les zones semi-végétalisées, le réajustement du bas de la falaise est ralenti par la présence de végétation mais il n'est pas complètement arrêté puisque des signes localisés de cryoclastie, de dessiccation et/ou de coulées boueuses sont présents dans les portions de falaise les plus abruptes.

Les zones actuellement semi-végétalisées sont aussi affectées par les décrochements superficiels. En effet, sporadiquement sur la côte, des décrochements déplacent l'ensemble des sédiments vers le bas de la falaise. Ils sont habituellement provoqués par des processus hydrogéologiques, à partir d'un lit de sable fin qui se liquéfie dans l'unité prodeltaïque. Une partie des sédiments érodés par ces processus reste par contre accumulée au pied de la falaise pendant un certain temps avant d'être évacués vers la mer. La végétation peut alors s'établir dans les amphithéâtres créés par les décrochements. Le bas de la falaise reste relativement stable jusqu'à ce qu'un événement de conditions hydrodynamiques intenses vienne remodeler le pied de la falaise (Figure 4. 28). Ce mode ne s'opère cependant pas seul puisque le haut de la falaise reste généralement actif. Il est principalement affecté par la suffosion. Dans les parties les plus abruptes des cicatrices laissées par les décrochements, les processus cryogéniques peuvent se produire avant que la neige ne s'accumule.

Le mode de recul est particulier à l'est de la tourbière puisque l'ensemble de la falaise est végétalisée et la pente est plus douce. La végétation est cependant plus dense dans le bas de la falaise si bien que les silts-argileux prodeltaïques ne semblent être soumis à aucun processus et ils sont pour le moment protégés de l'érosion. Néanmoins, la présence de canaux de

drainage crée du ravinement et les écoulements souterrains provoquent de la suffosion dans le haut de la falaise dont la végétation est moins dense. Les sables sont en partie mobilisés par ces processus et ils sont redistribués par la gravité (coulée de sable sec) mais ne peuvent pas être évacués directement sur la plage puisque des arbres et arbustes les retiennent et/ou les ralentissent. Nous pouvons imaginer qu'un apport trop rapide en sables déstabiliserait la végétation et amoindrirait son rôle de protection, mais dans le cas où peu de sable est déplacé à la fois, la pente de la falaise tend à s'adoucir, ce qui favorise le maintien de la végétation. Il faut ajouter à ce mode de recul le rôle des vagues. En effet, si le segment de la falaise à l'est de la tourbière est resté stable contrairement aux segments à l'ouest du site, c'est que le développement d'une terrasse de plage au pied de la falaise a permis de la soustraire de l'action des vagues. L'équilibre est donc maintenu dans le bas de la falaise et le recul ne peut s'opérer que sur le trait de côte (Figure 4. 41). La terrasse de plage est aujourd'hui presque disparue ce qui indique une possible réactivation de cette portion de la tourbière.

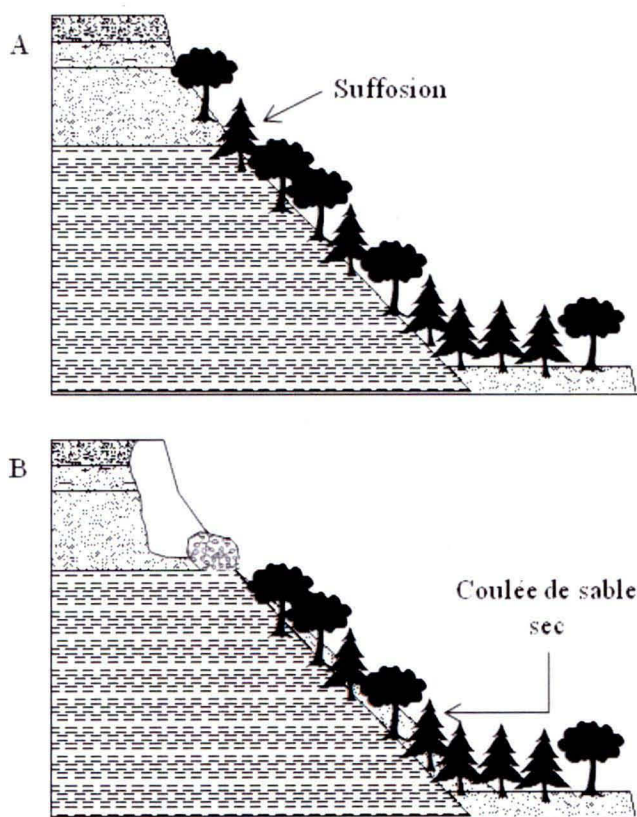


Figure 4. 41 Mode de recul par dominance de la suffosion et des coulées sableuses dans le cas de la falaise semi-végétalisée à végétalisée.

4.3.4.3 Facteurs clés

Deux éléments ressortent dans l'évolution de la falaise de Pointe-Lebel, soient les facteurs qui limitent le recul et ceux qui le favorisent. Dans le premier cas, la présence (ou l'absence) d'une terrasse de plage est identifiée comme le premier facteur clé conditionnant le rythme d'évolution de la falaise à sommet tourbeux. En effet, elle permet une stabilisation et une végétalisation du versant, ce qui a pour conséquence de réduire la vitesse d'érosion du trait de côte. Le deuxième facteur limitant est l'abondance de la couverture de neige sur la falaise. Les caractéristiques de la tourbière (ouverte) et de la côte (peu abrupte) ainsi que les vents dominants du nord en hiver permettent à la neige d'être soufflée vers la falaise et de s'y accumuler, isolant ainsi la côte contre les processus cryogéniques.

En ce qui concerne les éléments qui favorisent le recul, l'abondance et la fréquence des précipitations sous forme liquide apparaissent comme un facteur important. Elles influencent la stabilité de la côte en la rendant plus vulnérable aux processus hydrogéologiques et gravitaires (Pierre et Lahousse, 2006) et ces derniers sont prépondérants à Pointe-Lebel. S'ajoutent finalement les températures moyennes annuelles, puisqu'elles influencent les processus estivaux telle que la dessiccation, de même que les processus hivernaux, tels que la cryoclastie et les coulées boueuses liées aux redoux et au dégel, qui pourraient devenir plus fréquentes avec un réchauffement du climat (Bernatchez *et al.*, 2008).

4.4 Secteur de Rivière Saint-Jean

4.4.1 Caractéristiques environnementales et géomorphologiques actuelles de la côte

Le secteur de Rivière Saint-Jean est caractérisé par beaucoup de variabilité latérale. La végétation de la tourbière est alternativement herbacée et arborescente et les conditions hydrologiques tendent à varier selon cette caractéristique. En effet, les zones ouvertes sont plus humides et irrégulières en surface que leurs voisines arborées et les écoulements souterrains y sont plus intenses. Par contre, il y a des zones de résurgence sur la plage même devant les segments de falaise dont la végétation à l'arrière côte est arborescente.

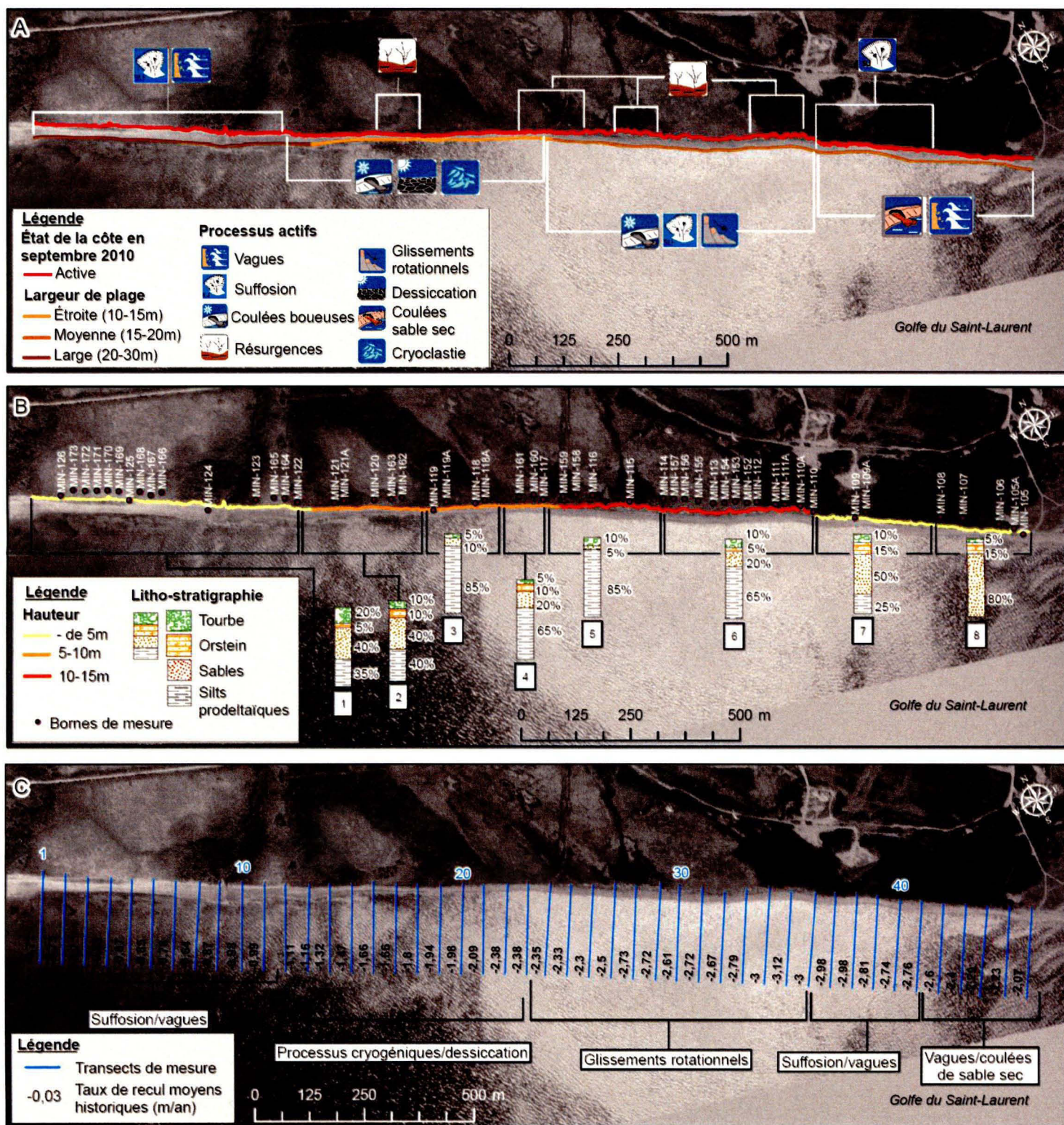
Les conditions d'enneigement diffèrent également. L'orientation des parois faisant face au sud-ouest permet une plus grande insolation, ce qui favorise la fonte de la neige. Dans les portions boisées de la tourbière, la protection offerte par les arbres limite l'accumulation de neige dans la falaise. De plus, la falaise est très verticale à plusieurs endroits sur le site, ce qui est un deuxième facteur limitant l'accumulation de la neige, surtout en l'absence d'un pied de glace. Les segments de falaise dont la tourbière est ouverte, et principalement celui à l'extrémité ouest du site (entre MIN-126 et MIN-122) et celui de la zone de glissement de terrain (surtout entre MIN-157 et MIN-110) accumulent toutefois de la neige en hiver. Cela est probablement attribuable au fait que dans le premier cas, la falaise est basse. Il est donc plus facile de former des talus de neige avec l'action du vent dans ces conditions puisque la surface à couvrir est moins grande. De plus, la plage est plus large à cet endroit, alors même en l'absence d'un pied de glace, la neige n'est pas évacuée par les vagues. Dans le deuxième cas, la falaise est haute, mais la présence de cicatrices de glissement de terrain favorise l'accumulation de la neige. Partout le long des portions de tourbière ouverte du site, la neige peut cependant rester confinée sur la falaise lorsqu'un pied de glace empêche les vagues d'atteindre le pied de la falaise.

4.4.1.1 État de la côte

Le site de Rivière Saint-Jean se distingue des autres par l'activité intense et continue de l'érosion qui affecte l'ensemble de la côte (Figure 4. 42). La falaise est donc vive sur l'ensemble du trait de côte (2275 m) mais sa hauteur est variable latéralement. Ainsi, aux deux extrémités du site, soit entre MIN-126 et MIN-122 et entre MIN-109 et MIN-105, la falaise a moins de 5 mètres de hauteur. Au centre-ouest, entre MIN-121 et MIN-117, la falaise fait environ 7-8 mètres et entre MIN-159 et MIN-110, la falaise devient plus haute, environ 12 m.

La largeur de la plage change elle aussi le long de la côte. Devant la falaise basse à l'ouest de la tourbière, la plage est large (entre 20 et 30 m). Environ au même endroit où la falaise augmente en hauteur (un peu à l'est de MIN-122), la plage devient étroite car sa largeur est comprise entre 10 et 15 m. Elle redevient ensuite un peu plus large à l'est de MIN-117 (entre 15 et 20 m) et ce jusqu'à l'extrémité de la tourbière.

Figure 4. 42 Contexte géomorphologique et environnemental du site de Rivière Saint-Jean. A) Processus actifs et état de la côte en septembre 2010 B) Hauteur, litho-stratigraphie de la falaise et bornes utilisées pour le suivi récent saisonnier C) Transects utilisés pour l'évolution historique et modes de recul dominants de la falaise.



Données sources: Orthophotographie : MRNF 2005
Système de référence spatiale et projection : NAD 83, MTM 5

4.4.1.2 Litho-stratigraphie

Il y a une forte variabilité de la litho-stratigraphie de sorte que le site a été découpé en 8 segments aux faciès homogènes (Figure 4. 42). De manière générale, il y a une succession de silts d'origine prodeltaïque sur lesquels se sont déposés des sables qui comportent parfois des graviers et des galets, suivis d'une unité de sables indurés (orstein) au dessus duquel s'est développé un sol organique. Par contre, certains segments sont caractérisés par l'absence d'une de ces unités ou par l'impossibilité de les différencier. Ainsi, le troisième et le cinquième segment n'ont pas d'orstein apparent et la tourbe semble s'être accumulée directement sur l'unité sableuse, qui est très mince (de quelques dizaines de centimètre maximum), avant que ne débute l'unité prodeltaïque. Ces sables sont aussi plus fins que dans les unités sableuses des autres segments. Selon les photographies aériennes, ces deux secteurs sont localisés aux abords de deux anciens paléochenaux de la rivière Saint-Jean.

Le huitième segment, à l'extrémité est du site, est particulier car la base de la falaise est sableuse et il l'unité prodeltaïque semble absente. Il est également caractérisé par un orstein épais et un sol organique mince. Le segment adjacent (le 7^e) a lui aussi un orstein épais, mais la tourbe est plus épaisse et l'unité prodeltaïque affleure dans le quart inférieur de la falaise.

En ce qui concerne le reste de la tourbière, on constate que globalement, l'unité sableuse est plus importante par rapport à la hauteur totale de la falaise dans la portion ouest du site, c'est-à-dire pour les deux premiers segments. À l'est de ceux-ci et jusqu'au début du segment 7, les silts occupent plus de la moitié de la hauteur totale de la falaise. L'unité de sable induré est relativement mince dans la zone où la falaise est haute (segments litho-stratigraphique 5 et 6) ainsi que dans la zone elle est basse (segment 1). La tourbe est particulièrement épaisse par rapport à la hauteur de la falaise dans le premier segment, mais la falaise aux segments 2, 5, 6 et 7 a aussi un sommet tourbeux épais compte tenu que ces segments sont plus hauts.

4.4.2 Évolution historique

Entre 1948 et 2005, le littoral s'est déplacé en moyenne de -1,97 mètres par année. Au total, la côte a donc reculé de 112,29 mètres en moyenne pendant les 57 années couvertes par

l'étude. Pour certains transects (34 à 36), le recul total atteint ou dépasse 150 mètres (Figure 4. 42). Par ailleurs, les vitesses d'érosion ont été différentes selon les intervalles d'évolution côtière. Les intervalles les plus récents, 1989-1997 et 1997-2005, ont été les plus érosifs avec des taux de recul moyens respectifs de 2,84 et 3,60 m/an (Figure 4. 43). Selon le test post-hoc réalisé à la suite d'une ANOVA (Appendice A), ces taux sont par ailleurs significativement différents, en plus d'être différents de tous les autres intervalles. Les intervalles 1983-1989 et 1948-1967 ont des taux moyens d'érosion respectifs de -1,96 m/an et -1,92 m/an, ce qui est statistiquement comparable. À noter cependant que selon le test de normalité, les taux d'érosion ne sont pas distribués normalement pour l'intervalle 1948-1967, qui a un faible échantillon en raison de l'absence d'une couverture de photographie aérienne complète en 1967. Un dernier groupe est formé par les deux intervalles restants, soit 1967-1976 et 1976-1983, qui ont des taux de recul moyens plus bas, -1,04 et -0,98 m/an respectivement.

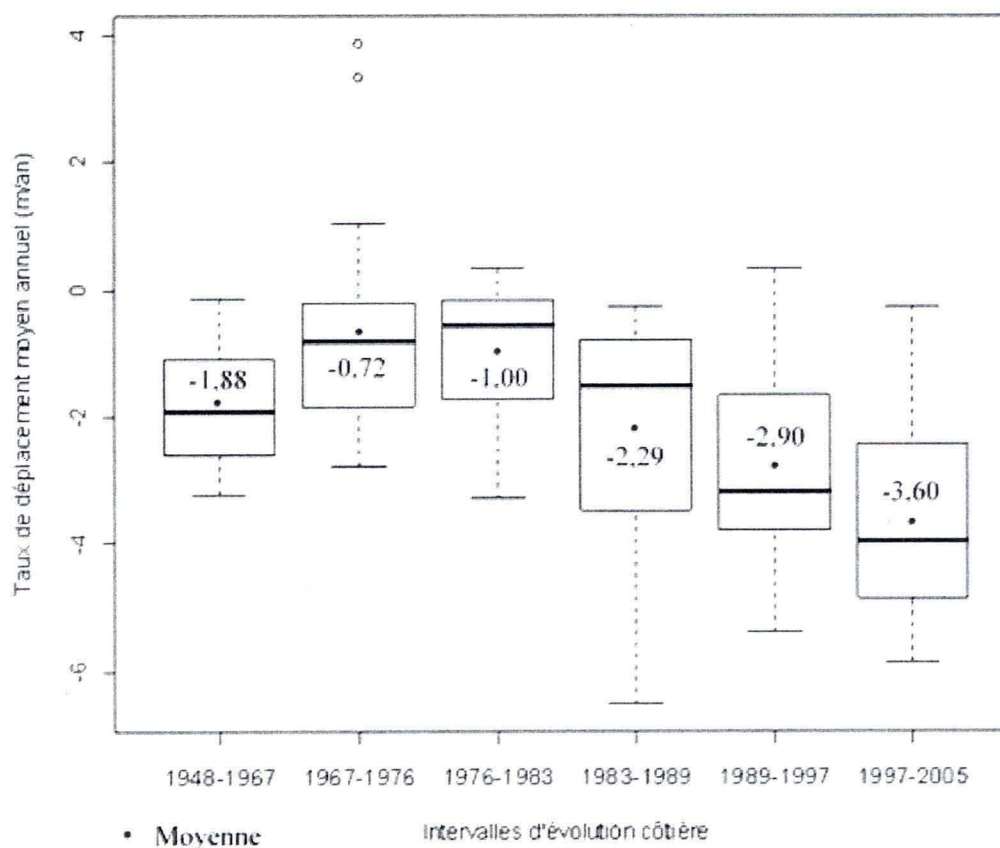


Figure 4. 43 Distribution des taux d'érosion historiques pour le site de Rivière Saint-Jean.

À l'échelle spatiale, les taux de déplacement sont nettement supérieurs et plus variables entre les années dans la portion est de la tourbière. Entre 1948 et 1967, les déplacements du trait de côte sont assez similaires aux taux moyens historiques calculés pour chaque transect (trait noir sur la Figure 4. 44) mais ils sont généralement un peu moins élevés que ces derniers. L'érosion la plus forte a été mesurée au 46^e transect et elle est de 4,35 m/an. L'érosion la plus faible est de 0,14 m/an, au 8^e transect. Sur les photographies aériennes de 1948 ainsi que sur celle de 1967, la falaise est entièrement dénuée de végétation. Par contre, en 1948, une terrasse de plage coalescente avec la flèche littorale occupe les 450 derniers mètres à l'est de la tourbière. La plage est néanmoins étroite partout, en moyenne de 12 mètres. En 1967, la terrasse de plage est réduite aux derniers 150 mètres à l'est (transects 43 à 46) du site et la flèche littorale s'est étendue vers l'est. Devant la terrasse de plage, la plage a une largeur de 20 mètres alors que pour le reste du site, elle est toujours d'environ 12 mètres.

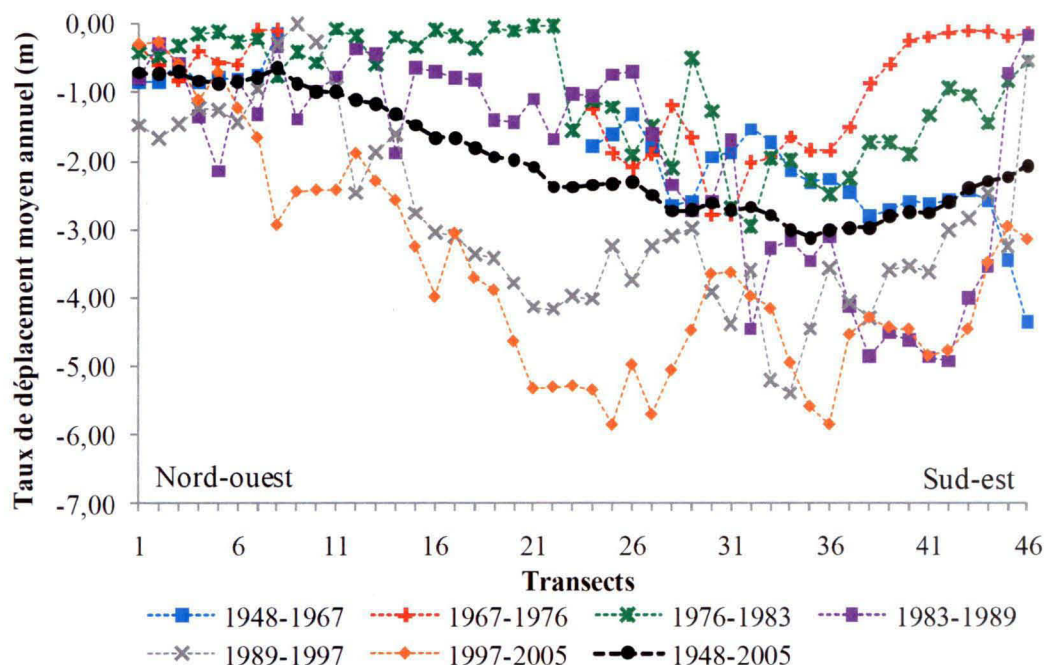


Figure 4. 44 Distribution des taux d'érosion historiques du site de Rivière Saint-Jean selon les transects de mesure.

Entre 1967 et 1976, la terrasse de plage s'est végétalisée; elle a donc permis une meilleure stabilisation du trait de côte car le pied de la falaise a été soustrait de l'action des vagues. Cette terrasse de plage débute à proximité du 43^e transect et se poursuit jusqu'à l'extrémité de la flèche littorale, qui s'est encore allongée vers l'est. La plage s'est élargie et sa largeur est comprise entre 15 et 18 mètres partout, sauf entre les transects 30 et 36, où elle est de 8 mètres en moyenne. Entre 1967 et 1976, le recul est plus faible et seulement 2 transects ont des taux de recul plus importants que les taux historiques. Il s'agit des transects 30 et 31, qui ont enregistré une érosion respective de 2,78 et 2,77 m/an.

L'intervalle 1976-1983 a lui aussi des taux presque exclusivement en-dessous des moyennes historiques. La plus faible valeur d'érosion est de 0,02 m/an au 21^e transect. Des reculs plus importants sont notés dans la portion centrale de la tourbière, notamment au 32^e transect, qui a reculé de 2,95 m/an, la valeur d'érosion la plus élevée de cet intervalle. Les transects 43 à 46 sont toujours protégés par une terrasse de plage (Figure 4. 45), ce qui explique le recul assez faible des transects 45 et 46. Cette dernière s'est cependant réduite en largeur, surtout devant le 43^e et 44^e transect où elle n'a plus qu'une dizaine de mètres de large. La flèche littorale a aussi diminué en longueur et en largeur et la plage était d'en moyenne 15 mètres sauf à l'extrémité ouest du site, entre les 1^{er} et 10^e transects, où elle était de 18 mètres.

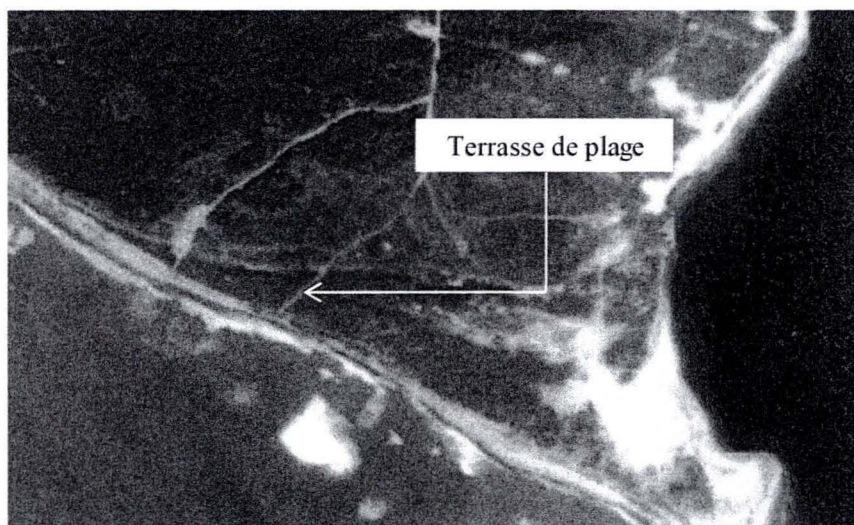


Figure 4. 45 Terrasse de plage à l'extrémité est de la tourbière de Rivière Saint-Jean, 1983.

La valeur maximale d'érosion mesurée entre 1983 et 1989 a atteint 4,93 m/an au 42^e transect. Le plus petit déplacement s'est produit au deuxième transect. Il a été de -0,29 m/an. Pendant cette période, les taux de recul étaient toujours au dessus des moyennes historiques entre les 15^e et 31^e transects. Avant le 15^e transect, les taux oscillaient autour des moyennes historiques et après le 31^e transect, ils les dépassaient toujours. Certaines caractéristiques du milieu ont changé pendant cette période : il a eu un peu de déboisement dans l'est de la tourbière et la route régionale à l'arrière-côte a été élargie. La terrasse de plage est réduite aux deux derniers transects et a disparu devant les transect 43 et 44. La flèche littorale s'est engraisée pendant cet intervalle mais la plage était toujours large d'une quinzaine de mètres et la falaise était vive sauf dans la section protégée par la terrasse de plage.

Les intervalles 1989-1997 et 1997-2005 sont caractérisés par des taux de déplacement majoritairement plus élevés que les valeurs de recul historiques. Les taux maximaux et minimaux sont respectivement de -5,40 m/an et 0,00 m/an entre 1989 et 1997 et de -5,86 m/an et -0,25 m/an entre 1997 et 2005. Pour cette dernière période, les déplacements sont dans plus de 50% des cas les plus élevés de tous intervalles d'évolution confondus. Les photographies aériennes de 1997 et de 2005 montrent un environnement propice à l'érosion. Dans les deux cas, la flèche littorale était très étroite et pouvait vraisemblablement se sectionner en cas de tempête majeure. La côte était entièrement vive car la terrasse de plage devant les derniers transects avait disparu et peu de débris (sédiments, radeaux de tourbe ou blocs d'orstein) jonchaient la falaise ou la plage, cette dernière ayant une largeur comprise entre 12 et 15 mètres. Seule la section où la falaise a été caractérisée de haute (entre les transects 24 et 36) avait davantage de débris.

Les volumes de sédiments qui ont été délogés de la falaise sont importants à Rivière Saint-Jean (Figure 4. 46). En effet, une moyenne de 864,6 m³/m de sédiments a été érodée entre 1948 et 2005. Un peu plus de 25% de ces sédiments ont été érodés pendant les 8 dernières années de l'étude car 222,4 m³/m ont été mobilisés. À l'échelle annuelle, ceci représente donc une érosion de 27,79 m³/m/an entre 1997 et 2005. En comparaison, l'intervalle le moins érosif, 1967-1976, a provoqué le retrait de 6,99 m³/m/an. En regard à la superficie à laquelle ces volumes sont associés, celle-ci est de l'ordre de 253 400 m², soit un peu plus de 25 hectares, lorsqu'on la cumule sur les 57 années étudiées.

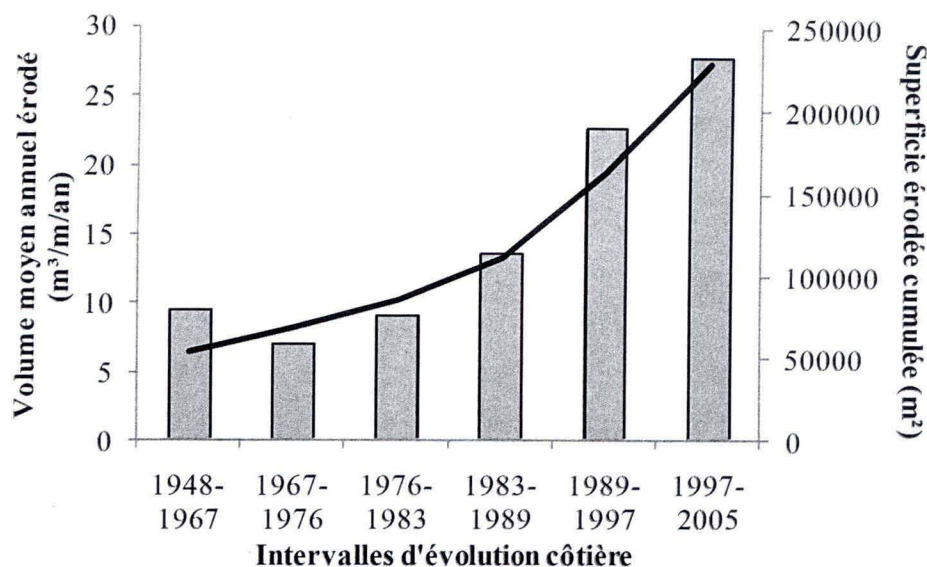


Figure 4. 46 Volumes et superficie des sédiments érodés selon les intervalles d'évolution côtière, site de Rivière Saint-Jean.

4.4.3 Évolution récente et saisonnière

Les relevés saisonniers effectués à Rivière Saint-Jean montrent que l'érosion s'opère presque en continu dans certaines portions de la côte, particulièrement au sud-est, où des reculs exceptionnels ont été mesurés en l'espace de quelques mois et ce pendant plus d'une saison de suite (Figure 4. 47). Le site est tellement dynamique que seules 3 bornes sur les 43 en place n'ont subi aucun recul entre août 2009 et avril 2011 alors que 5 autres n'ont connu aucune période de stabilité. Par contre, d'importantes variations saisonnières et annuelles sont observées puisque des valeurs moyennes de recul relativement plus faibles ont été mesurées au printemps et à l'été 2010. Elles étaient respectivement de 0,27 m et 0,30 m. Les automnes sont associés à des déplacements importants du trait de côte puisqu'ils ont été de -0,56 m en 2009 et de -1,92 m en 2010. L'hiver 2010 est associé à un recul moyen de 0,53 m et celui de 2011 à une érosion de 1,22 m.

Malgré le fait que l'érosion se soit produite sur l'ensemble des saisons étudiées pour une proportion élevée de bornes, l'automne 2010 et l'hiver 2011 ont été particulièrement érosifs sur l'ensemble du site. En effet, seulement 3 bornes à l'automne 2010 et 6 bornes à l'hiver 2011 n'ont pas enregistré de recul. Un recul variant entre 0,05 m (Min-160) et 5,90 m (Min-

124) en automne 2010 et entre 0,05 m (Min-158) et 7,85 m (Min-108) en hiver 2011 a été mesuré sur toutes les autres bornes. À titre de comparaison, le déplacement maximal a été de -3,00 m (Min-153) à l'automne 2009, de -3,15 m (Min-105A) à l'hiver 2010, de -2,93 m (Min-152) au printemps 2010 et de -4,34 m (Min-158) à l'été 2010. À la fin de l'étude, le trait de côte s'était déplacé d'une distance aussi grande que -15,35 mètres à la borne Min-108 et de plus de 10 mètres à Min-113, Min-152 et Min 107. En moyenne, le recul total (août 2009 à mi-avril 2011) est de 4,59 mètres, ce qui représente un déplacement moyen annuel de 2,69 mètres, soit moins que la période 1997-2005.

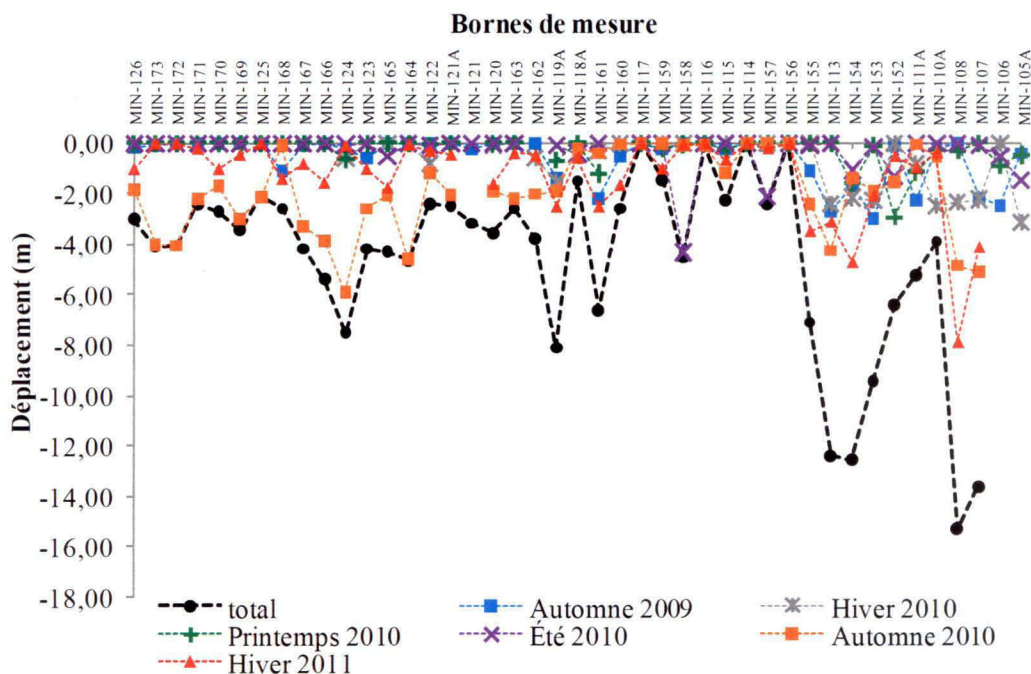


Figure 4. 47 Valeurs de recul saisonnières du site de Rivière Saint-Jean.

Selon les valeurs d'érosion saisonnières mesurées, ce sont les segments de falaise de moins de 5 mètres qui ont reculé le plus à entre l'été 2009 et le printemps 2011 (voir Figure 4. 42 et Figure 4. 48). Ils se sont déplacés en moyenne de -5,06 m et c'est à l'automne 2010 que le recul a été le plus important : 3,08 m en moyenne. Les segments de falaise d'une hauteur intermédiaire, entre 5 et 10 mètres, se sont déplacés de -3,44 m en moyenne et ceux de 10 à 15m de -4,85 m.

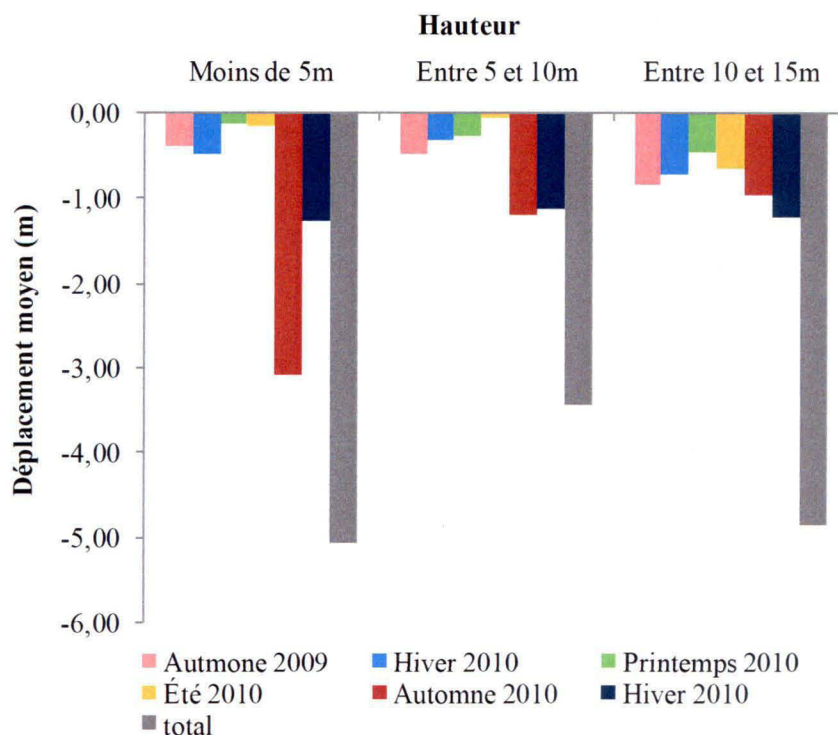


Figure 4. 48 Déplacement moyen saisonnier du trait de côte selon la hauteur de la falaise, Rivière Saint-Jean.

Des différences sont aussi observées en fonction de la largeur de plage (Figure 4. 42 et Figure 4. 49). Dans le cas de Rivière Saint-Jean, ce sont les plages les plus étroites (entre 10 et 15 m) qui ont enregistré le taux de déplacement moyen les plus faibles pour l'ensemble de l'étude, soit de -3,44 m. Le recul s'est principalement opéré en automne 2010 et en hiver 2011 où il a été de 1,19 m et 1,13 m respectivement. Les zones où la plage est intermédiaire, entre 15 et 20 mètres, ont reculé en moyenne de 6,06 m entre juillet 2009 et avril 2011. C'est à l'hiver 2011 que l'érosion a été la plus forte puisque le déplacement moyen mesuré était de -1,81m. Les plages larges (entre 20 et 30 mètres) ont subi un recul intermédiaire de 3,80 m en moyenne avec une érosion accrue à l'automne 2010, où le déplacement moyen était de -2,83 m. En réalité, c'est cette saison qui fait la différence sur le recul total mesuré car toutes les autres saisons sont associées à un recul inférieur à ce qui avait été mesuré sur les bornes dont la plage est étroite.

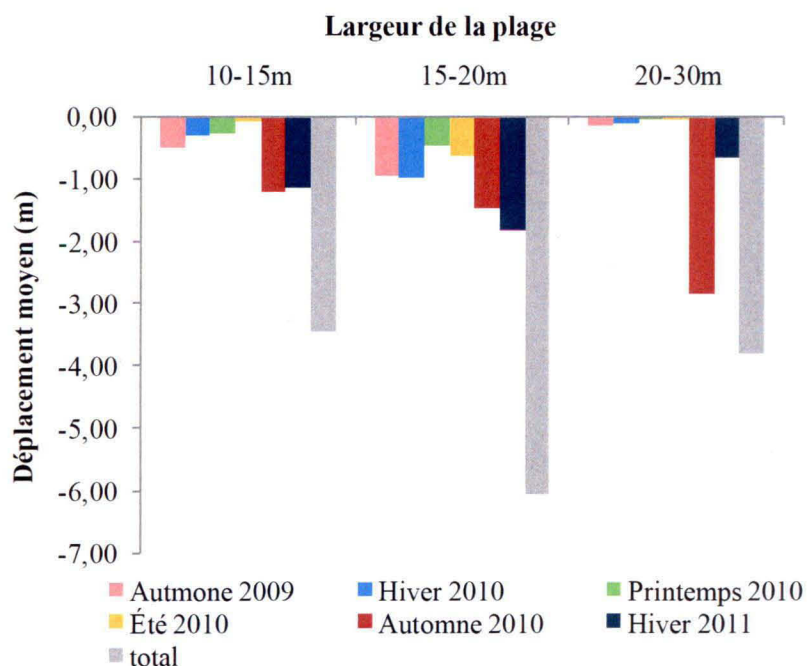


Figure 4. 49 Déplacement moyen saisonnier du trait de côte selon la largeur de la plage en septembre 2010, Rivière Saint-Jean.

Certains segments litho-stratigraphiques semblent plus sensibles que d'autres à l'érosion si nous nous basons sur les taux d'érosion actuels, mais il faut rester vigilant dans leur interprétation puisque certains segments sont courts et il n'y a pas beaucoup de bornes qui permettent de les documenter (Figure 4. 42 et Figure 4. 50). Le 7^e segment litho-stratigraphique ne contient d'ailleurs pas de borne. Il ressort néanmoins que le 8^e segment litho-stratigraphique a connu un recul nettement supérieur aux autres car il est évalué à -14,50 mètres en faisant la moyenne des 2 bornes qui sont restées en place pour la durée de l'étude. Le 5^e segment a été le moins érosif, -1,68 mètre entre juillet 2009 et avril 2011, ce qui contraste avec le 3^e segment dont la proportion de chacune des unités est très similaire et qui a plutôt connu un recul moyen de -4,80 mètres.

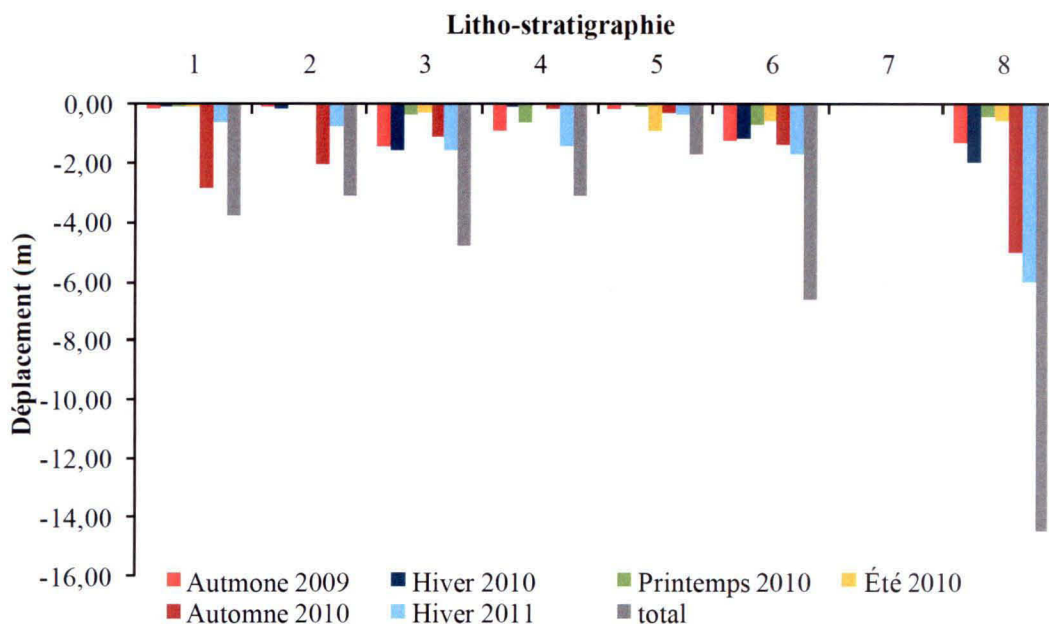


Figure 4. 50 Déplacement moyen saisonnier de la côte selon la litho-stratigraphie, Rivière Saint-Jean.

Les valeurs d'érosion mesurées annuellement par le laboratoire de Dynamique et de Gestion Intégrée des Zones Côtières entre 2000 et 2009 sont présentées à l'Appendice B. Ces données montrent que le taux de déplacement moyen annuel mesuré sur les 23 bornes implantées depuis 2000 est de -3,09 m/an (2000-2009), ce qui est supérieur au taux historique calculé pour 1948-2005 (-1,97 m/an) et intermédiaire entre les taux obtenus pour l'intervalle 1989-1997 (-2,84 m/an) et 1997-2005 (-3,60 m/an). Cela suggère que les dernières années de la décennie 1990 ont été particulièrement érosives. Les taux moyens obtenus entre 2001 et 2002 et 2002 et 2003 sont également élevés : -4,12 m/an et -4,11 m/an respectivement. Pendant ces années, des reculs de plus de 10 m ont été mesurés aux bornes MIN-117 (2001-2002) et MIN-118A (2002-2003). Entre 2007 et 2008, le taux de recul moyen était le plus faible des années 2000, -2,33 m/an.

Les données indiquent aussi que pour 2000-2001, 2003-2004 et 2008-2009, un recul a été enregistré à toutes les bornes. Pour les autres années, seulement une ou deux bornes n'avaient pas subi d'érosion. En considérant finalement les taux de déplacement moyens pour la décennie, les bornes situées dans la moitié est de la tourbière sont celles qui ont enregistré les plus forts reculs conformément à la tendance historique et saisonnière.

4.4.4 Causes explicatives du rythme de recul de la falaise

4.4.4.1 Processus actifs

Les processus responsables de l'évolution côtière sont nombreux et efficaces puisqu'ils permettent de déplacer une grande quantité de sédiments annuellement. Quatre types de processus sont en cause : hydrodynamiques, hydrogéologiques, gravitaires et cryogéniques. Les premiers s'opèrent essentiellement au segment litho-stratigraphique 1 et 8 (la falaise est inférieure à 5 mètres de hauteur et a une base sableuse) et aux segments 2, 3 et 4 (la plage est étroite). À marée haute, ces zones sont toujours soumises à l'action des vagues qui viennent retirer directement du matériel à la surface de celle-ci, principalement du matériel sableux et les sédiments provenant des couches sus-jacentes qui avaient été préalablement mobilisés par d'autres processus. Lorsque les vagues attaquent plutôt une couche silto-argileuse, la création d'encoches est causée l'hiver, avant l'implantation du pied de glace, par la thermo-érosion de l'eau des vagues relativement plus chaude au contact des sédiments gelés (Figure 4. 51). L'été, ce type de sédiment tend plutôt à agir comme une structure de protection et à réfléchir les vagues, entraînant une baisse du niveau de la plage. Les autres sections ne sont pas complètement souscrites de l'action des vagues car lors des grandes marées où d'événements de surcote, les vagues atteignent le pied de la falaise. Dans ce cas-là, elles permettent de nettoyer la plage des sédiments et des débris provenant de l'érosion préalable de la falaise.



Figure 4. 51 Encoche basale formée par la thermo-érosion.

Les processus gravitaires incluent les coulées de sable sec, les effondrements et les glissements rotationnels. Les coulées de sable sec se produisent dans la section de basse falaise à l'est de la tourbière où le sable est l'unité litho-stratigraphique dominante. Elles se produisent généralement à la suite d'une autre perturbation, le plus souvent provoquée par les vagues qui arrachent les sédiments au pied de la falaise. La pente de la falaise se réajuste donc par gravité.

Des effondrements sont visibles sur l'ensemble de la côte et affectent principalement les unités supérieures de la falaise, soit la tourbe et l'orstein. Ils sont liés à l'érosion de la couche de sable par les processus hydrogéologiques ou gravitaires et à la mise en porte-à-faux du matériel sus-jacent. En se basant sur les amas de tourbe ou d'orstein qui s'accumulent sur la falaise, nous pouvons estimer que ce processus provoque le retrait du trait de côte de 50 cm à quelques mètres tout au plus. Les glissements rotationnels ont une plus grande envergure et forment des amphithéâtres d'une dizaine de mètres de large et de profondeur. Ils affectent l'ensemble des sédiments qui vont être entraînés ultimement sur la plage (Figure 4. 52). Ces glissements sont liés aux écoulements d'eau souterraine, c'est pourquoi ils se produisent dans des zones où les processus hydrogéologiques sont abondants.

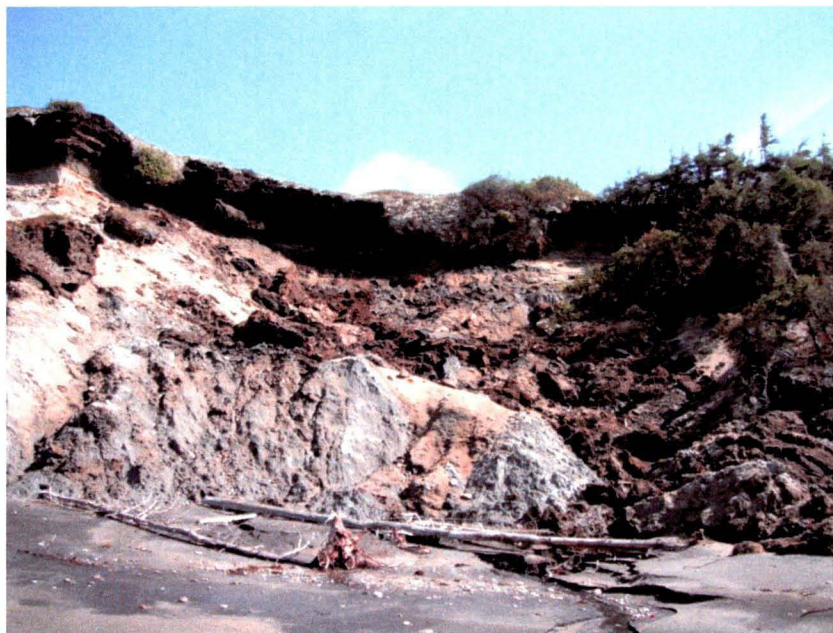


Figure 4. 52 Glissement rotationnel, Rivière Saint-Jean.

À Rivière Saint-Jean, ces processus incluent la suffosion, les résurgences et le ruissellement concentré. Des trous de suffosion ont été observés dans le secteur des glissements rotationnels et entre les bornes MIN-126 et MIN-122 à l'ouest de la tourbière. Dans la moitié du premier secteur, l'unité sableuse occupe environ 20% de la hauteur de la falaise, ce qui ne représente pas la condition idéale pour que la suffosion provoque de forts reculs. Par contre, l'unité silto-argileuse contient de minces couches avec des sédiments un peu plus grossiers (des sables) dans lesquelles la suffosion réussit à se produire (Figure 4. 53). Les écoulements sont tellement importants que la concentration du ruissellement réussit à entailler les sédiments prodeltaïques. Quant aux résurgences, quatre zones ont été identifiées, dont 3 recoupent le secteur des glissements rotationnels. La quatrième zone se trouve près des bornes MIN-120, MIN-163 et MIN-162 où de petites mares occupent une petite zone de tourbière ouverte.

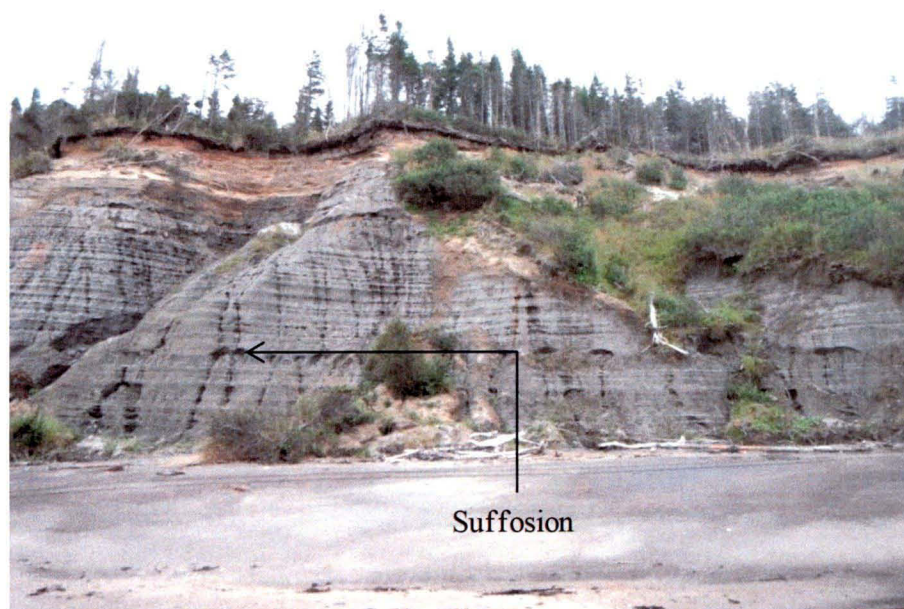


Figure 4. 53 Suffosion dans l'unité prodeltaïque et ruissellement concentré sur la surface de la falaise. La photographie a été prise un peu à l'ouest du site d'étude parce que le processus était plus facilement identifiable sur la photographie.

Entre MIN-122 et MIN-117, la falaise est verticale et affectée principalement par les processus cryogéniques et la dessiccation. L'hiver, la gélifraction se manifeste par la création de lentilles de glace de ségrégation verticales lorsque l'onde de gel pénètre dans les silts-argileux prodeltaïques. Lors d'une exposition prolongée au soleil ou en période de redoux, les sédiments sont érodés par des coulées boueuses. Ils peuvent aussi être détachés en blocs qui suivent les fissures laissées par la gélifraction lorsqu'un agent tel que le vent, les vagues ou la pluie vient affecter la côte (Figure 4. 54). L'été, les sédiments sont aussi détachés verticalement par la dessiccation provoquée par une période de sécheresse et d'exposition prolongée au soleil (Figure 4. 55).



Figure 4. 54 Effondrement en blocs provoqué par la cryoclastie.



Figure 4. 55 Fissures de dessiccation.

4.4.4.2 Modes de recul

L'action simultanée des divers processus géomorphologiques provoque le recul du trait de côte selon quatre modes. Le premier est d'abord lié à l'action des vagues qui déstabilise le pied de la falaise dans un premier temps, suivie d'un ajustement gravitaire par les coulées sableuses et l'effondrement de l'orstein et de la tourbe. Il concerne environ 15% de la côte (MIN-108 à MIN-105), où l'unité sableuse arrive près de la base de la falaise (Figure 4. 56).

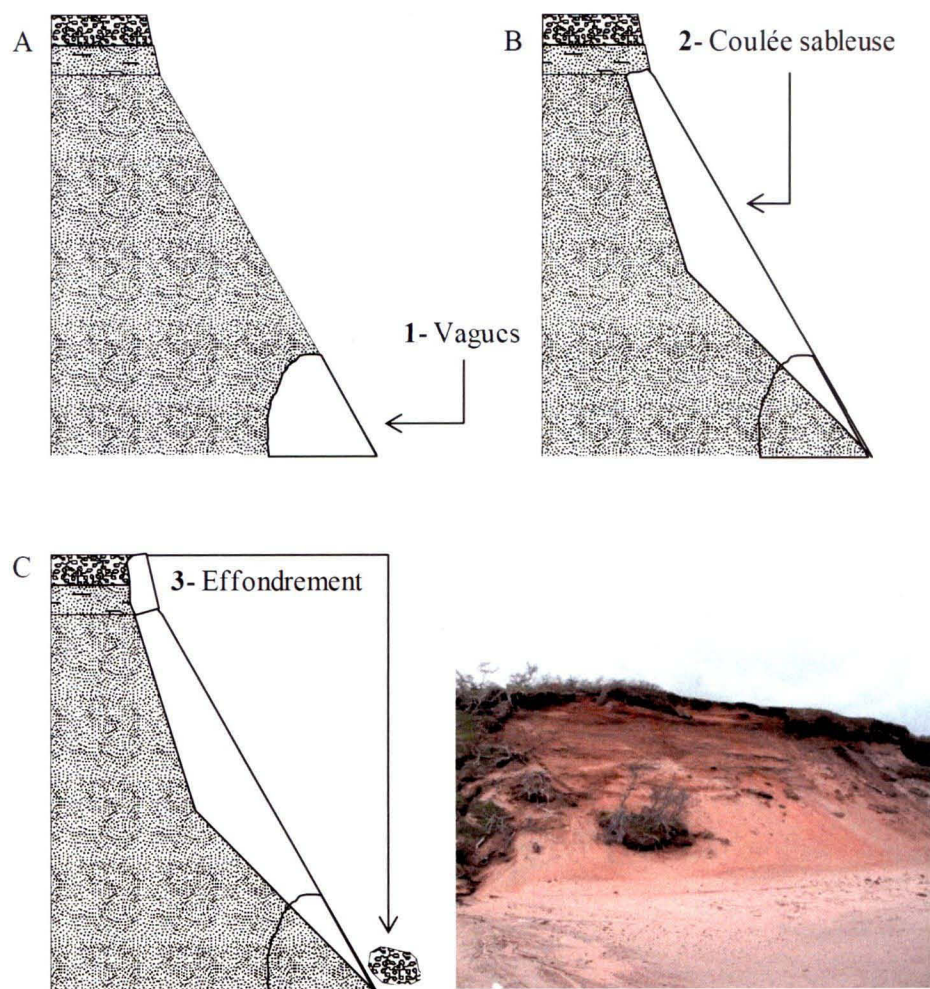


Figure 4. 56 Mode de recul par la dominance des vagues et des coulées de sable sec.

Les glissements rotationnels sont aussi considérés comme un mode de recul puisqu'ils sont le principal processus responsable de l'évolution du secteur compris entre les bornes MIN-159 et MIN-110 (25% de la côte). Ils affectent la falaise selon un plan de rupture incurvé qui va permettre à une grande quantité de sédiments d'être déplacés vers le bas en un seul coup. Ces glissements forment des lobes larges d'une dizaine à une trentaine de mètres et d'une profondeur d'environ 10-20 mètres selon nos observations. Ils se produisent à une fréquence assez élevée dans le temps et dans l'espace pour qu'il y ait une coalescence des différentes cicatrices, ce qui permet d'assurer un recul relativement continu de la côte, dont l'état actif va persister. Nous observons aussi que l'occurrence de ce processus semble surtout liée aux conditions hydrogéologiques de la falaise plutôt qu'aux conditions hydrodynamiques auxquelles elle est soumise. Dans ce cas-ci, les vagues permettent surtout d'assurer le remaniement et l'évacuation des sédiments des lobes de glissements de terrain (Figure 4. 57).

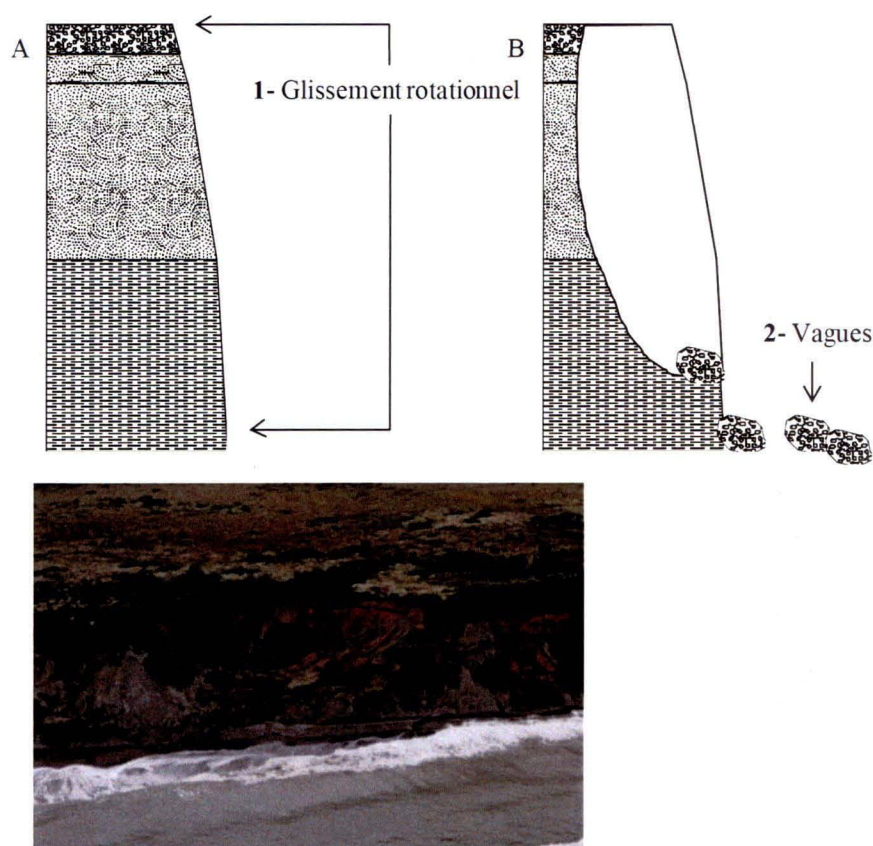


Figure 4. 57 Mode de recul par la dominance des glissements rotationnels.

Le troisième mode affecte le segment de falaise verticale entre MIN-122 et MIN-117, ce qui correspond à environ 25% de la falaise. La cryoclastie, les coulées boueuses et dans une moindre mesure la dessiccation, affectent l'épaisse couche silto-argileuse qui va reculer de manière très verticale. La tourbe située au dessus est détachée par appel au vide et s'effondre sur la plage. Le tout est évacué rapidement par les vagues. Les processus cryogéniques sont donc essentiels à l'évolution de cette section de la côte (Figure 4. 58).

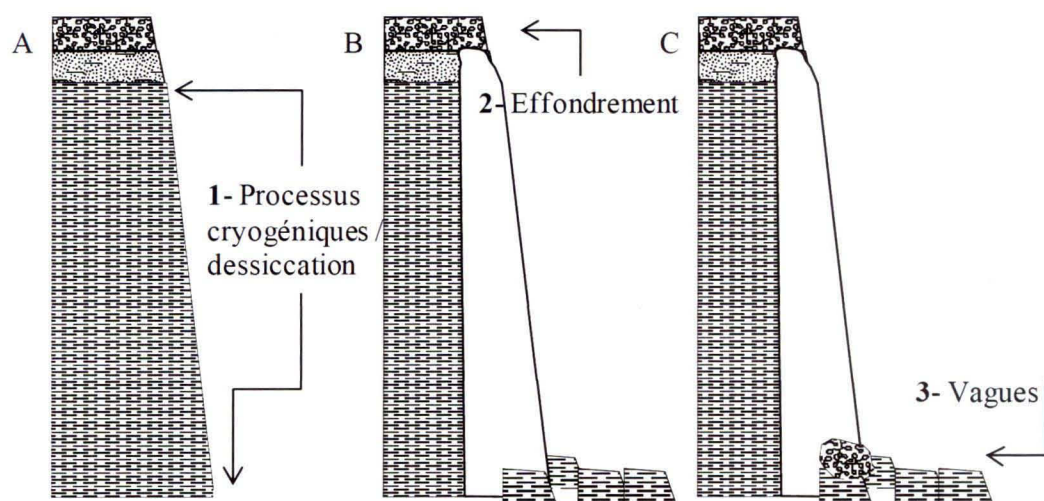


Figure 4. 58 Mode de recul par la dominance de la cryoclastie et de la dessiccation.

Le court segment qui comprend les bornes MIN-109 et MIN-109A (10% de la falaise) évolue d'abord par la suffosion qui érode l'unité sableuse de la basse falaise. La base de la falaise est soumise presque quotidiennement à l'action des vagues (en l'absence de pied de glace) puisque la plage est étroite. De plus, l'unité sableuse se termine près de la jonction avec la plage, elle peut donc être facilement érodée par les vagues. La tourbe est ensuite délogée par des effondrements. Ce mode de recul s'apparente donc à ce qui est illustré à la Figure 4. 14 pour le site de Betsiamites mais en l'absence d'une épaisse unité intertidale, il n'y a pas de processus cryogéniques dans le haut de la falaise. Ces processus sont également limités à la base de la falaise en raison de la faible épaisseur des sédiments prodeltaïques qui ont tendance à être enneigés l'hiver s'il y a un pied de glace.

Le secteur le plus à l'ouest de la tourbière (entre les bornes Min-126 et MIN-122, pour 25% de la côte) évolue de manière similaire, soit d'abord par la suffosion et ensuite par les vagues. À la différence du segment décrit dans le paragraphe précédent, les vagues n'atteignent cependant pas le pied de la falaise sur une base quotidienne et leur action se limite essentiellement pendant les tempêtes. Ainsi la suffosion permet de déloger le sable du haut de la falaise, ce qui provoque un ensablement de la falaise et l'affaissement de la tourbe sur celle-ci. Dans ces conditions, les processus cryogéniques et/ou la dessiccation ne sont pas particulièrement efficaces car l'ensablement et les remparts formés par la tourbe offrent une protection contre les différents agents érosifs et permettent un meilleur enneigement de la falaise l'hiver. Par contre, lors des tempêtes, l'impact des vagues permet à la fois au bas de la falaise de reculer et à l'unité sableuse et aux radeaux de tourbe d'être délogés car ils se trouvent près de la jonction plage/falaise. Le mode de recul de cette portion de la tourbière est donc relativement similaire à ce qui est illustré à la Figure 4. 14 pour le site de Betsiamites. Cependant, l'absence d'une unité intertidale silteuse et épaisse limite la cryoclastie et la dessiccation dans la partie supérieure de la falaise (Figure 4. 59).

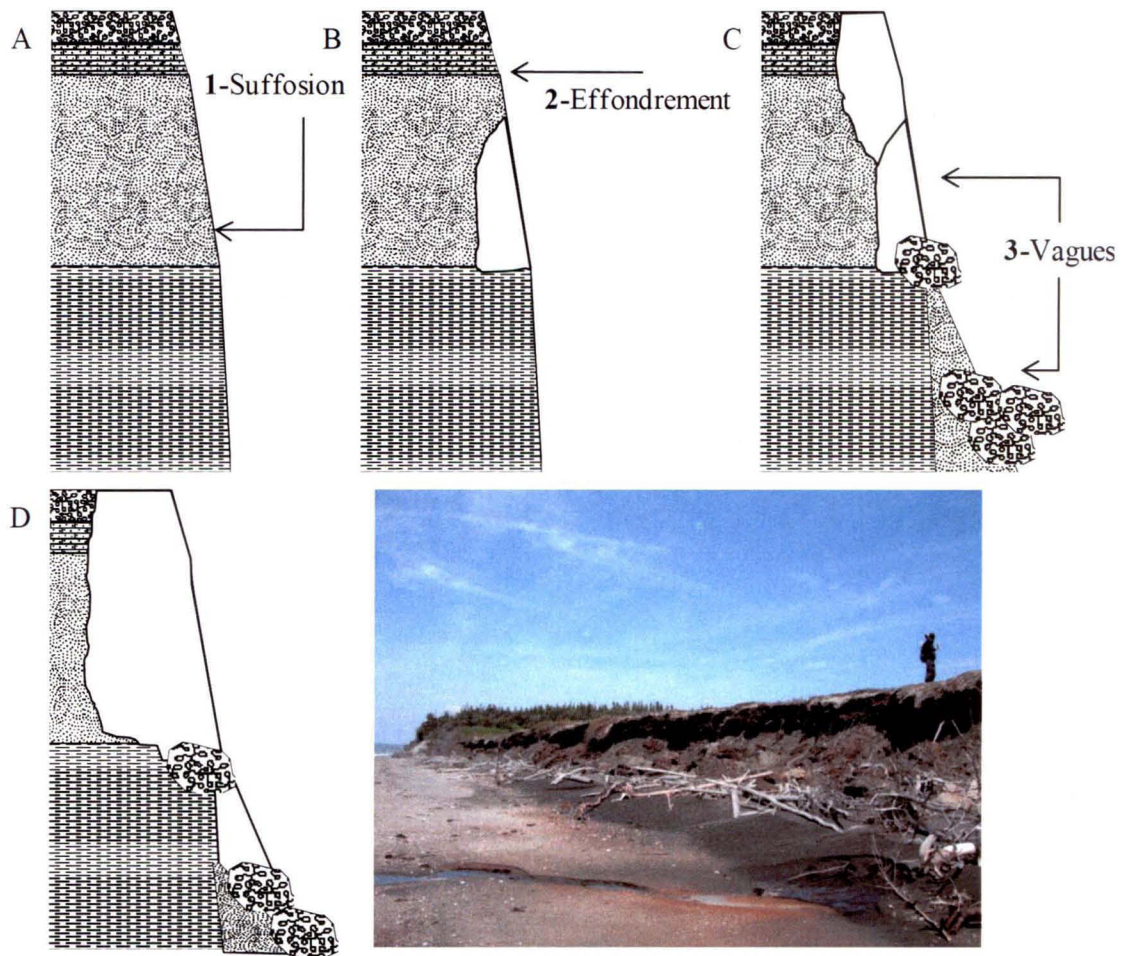


Figure 4. 59 Mode de recul par la dominance de la suffosion et des vagues. L'étape C, qui peut faire reculer directement l'unité sableuse, peut parfois se produire dans un premier temps et la suffosion (étape A) se produit par la suite.

4.4.4.3 Facteurs clés

Les éléments de caractérisation et les modes de recul qui provoquent l'érosion de la tourbière de Rivière Saint-Jean mettent en relief plusieurs facteurs clés. Le premier est le niveau de l'eau, car il détermine la fréquence et la force à laquelle la falaise est soumise aux vagues, qui ont été identifiées comme un processus important aux deux extrémités de la tourbière. Ces deux segments sont donc prompts à subir un fort recul lors des tempêtes.

La hauteur de la falaise est un second facteur car elle détermine l'énergie de la côte et la surface sur laquelle les différents processus géomorphologiques peuvent s'opérer. Elle est

conséquemment liée au potentiel et au rythme du recul selon l'efficacité des processus en cause à mobiliser des sédiments. Par exemple, la falaise d'une hauteur supérieure à 10 m est sujette aux glissements, un processus qui provoque un recul rapide et important du trait de côte. Comme leur surface exposée est grande, elle peut subir conjointement l'action de la suffosion qui peut provoquer un recul considérable du trait de côte. Au contraire, la falaise basse a moins de sédiments à mobiliser par un autre processus comme la suffosion, ce qui se traduit par des reculs du trait de côte qui sont souvent moins importants lorsque le sapement des vagues est modéré ou peu fréquent.

Une particularité à Rivière Saint-Jean est la présence de paléochenaux, perpendiculaires au trait de côte et qui concentrent les écoulements des eaux superficielles. Cela favorise la suffosion et les glissements de terrain. La litho-stratigraphie joue aussi un rôle indispensable car elle conditionne quels processus ont la possibilité de s'opérer et par conséquent quels modes de recul dominant l'évolution de la côte, qui sont nombreux à Rivière Saint-Jean.

S'ajoutent finalement deux variables climatiques, les précipitations et les températures moyennes annuelles, qui dans le premier cas conditionnent fortement les processus hydrogéologiques et gravitaires, et dans le deuxième cas les processus cryogéniques et de dessiccation, qui sont favorisés par des températures plus chaudes.

4.5 Secteur de Kegaska

4.5.1 Caractéristiques environnementales et géomorphologiques actuelles de la côte

La côte du secteur de Kegaska est orientée face au sud-est; elle est donc soumise aux forts vents et aux houles qui proviennent de l'Atlantique, particulièrement en avril et en mai, mais aussi toute l'année (Sala et Long, 1989). La végétation sur l'arrière-côte est variable le long de la côte car il y a une répartition à peu près égale de tourbières ouvertes et de sections forestières qui s'alternent. Les secteurs de tourbières ouvertes contiennent chacune quelques mares d'une superficie variant d'une dizaine à quelques centaines de mètres carrés et les plus vastes se trouvent dans la portion ouest du site. (Figure 4. 60). Cette section correspond également à l'endroit où les écoulements souterrains sont les plus visibles à partir de la plage.

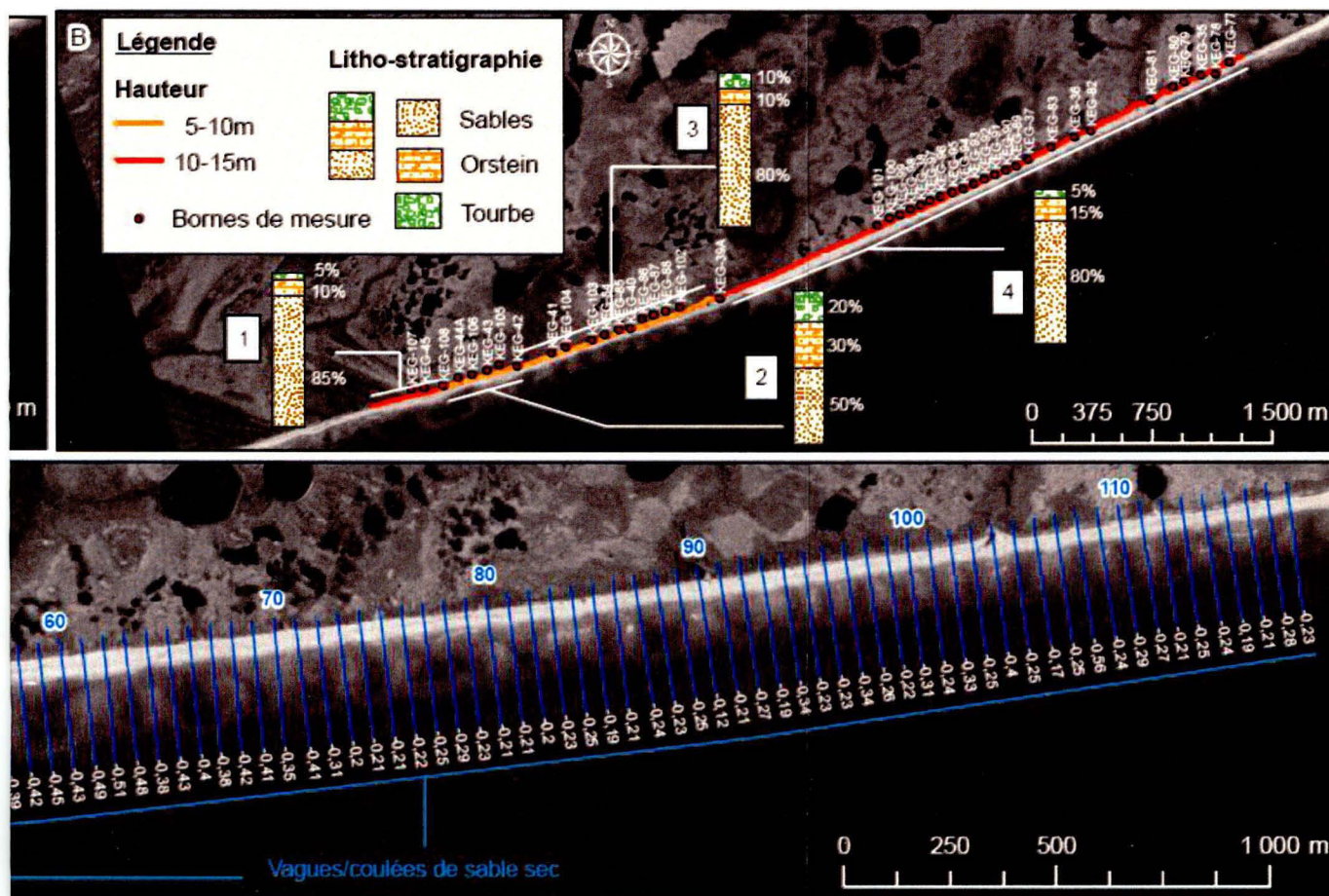
Ailleurs, l'eau reste davantage confinée au réseau de drainage comprenant les mares et quelques petits ruisseaux. En général, la tourbière est plutôt sèche en surface et peu bosselée.

Il est difficile de savoir précisément les conditions d'enneigement de la falaise en hiver puisque le site n'est pas équipé d'une caméra de surveillance et n'a pas été visité l'hiver en raison de sa difficulté d'accès. L'orientation et l'exposition de la côte au rayonnement solaire, de même que la végétation des sections forestières se comparent à celles de Baie Saint-Ludger, ce qui suggère une faible accumulation de neige pendant l'hiver. Par contre, puisque la base de la falaise est sableuse plutôt que silteuse, elle est moins verticale et par conséquent plus apte à retenir la neige. De plus, les sections de tourbières ouvertes balayées par le vent favorisent l'accumulation de la neige dans la falaise, un peu comme à Pointe-Lebel.

Mentionnons finalement que la plage est très large en contrebas de la tourbière de Kegaska car elle s'étend sur plus de 30 mètres. Une accumulation de haut de plage découpée par une micro-terrasse a tendance à se former lorsqu'il y a plusieurs journées consécutives de conditions hydrodynamiques calmes. La micro-terrasse est cependant mobile et temporaire puisque quelques laisses de marée sont visibles au-dessus de cette limite sur la plage.

4.5.1.1 État de la côte

L'état de la côte est variable le long de la tourbière de Kegaska, mais ce sont les segments de falaise vifs qui dominent puisqu'ils représentent 75% de la côte (Figure 4. 60). Ils sont regroupés en 4 segments. Un premier secteur s'étend sur 2,5 kilomètres à partir de l'ouest de la tourbière. Il comprend la zone où la falaise est basse (5 à 10 m) et une zone où la falaise est moyenne à l'extrémité ouest du site. Il est suivi d'un court segment semi-végétalisé (350 m) ainsi que d'un segment complètement végétalisé de 650 m devant lequel une terrasse de plage s'est formée. Cette dernière est cependant en érosion actuellement. La falaise de ces segments, de même que les suivants, a une hauteur comprise entre 10 et 15 mètres. Un deuxième secteur vif suit ensuite sur environ 1,6 kilomètres à partir du centre de la tourbière. L'extrémité est de la tourbière est formée d'une alternance de 2 courts segments semi-végétalisés et de deux courts segments vifs.



at de la côte en septembre 2010 B) Hauteur, litho-stratigraphie de la falaise et bornes utilisées pour le suivi récent

4.5.1.2 Litho-stratigraphie

Quatre segments litho-stratigraphiques ont été identifiés à Kegaska (Figure 4. 60). Ils possèdent cependant tous la même séquence puisque la base de la falaise est formée de sables, qui sont ensuite coiffés d'un orstein, lui-même couvert de tourbe. À l'extrémité ouest de la tourbière, l'unité sableuse occupe 85% de la hauteur totale de la falaise (12 mètres). L'orstein et la tourbe sont relativement minces puisqu'ils forment respectivement 10% et 5% de la falaise. Ce segment est plutôt court par rapport à l'ensemble du site car il mesure 475 m. Directement à l'est de ce segment, un secteur long de 565 m et haut d'environ 8 mètres est caractérisé par une unité sableuse plus mince (50% de la falaise), un orstein très épais (30% de la falaise) et une unité de tourbe épaisse elle aussi (20% de la falaise). Les 1370 m suivants sont formés à 80% de sable, 10% d'orstein et 10% de tourbe. Ce segment de la falaise a aussi une hauteur d'environ 8 mètres. Le reste de la falaise possède la même structure litho-stratigraphique, dont 80% est composée de sable, 15% d'un orstein et 5% de tourbe. La hauteur de la falaise augmente aussi à plus ou moins 10 mètres.

4.5.2 Évolution historique

À l'échelle historique, le déplacement moyen du trait de côte de la tourbière de Kegaska est de -0,37 m/an, ce qui représente un recul total, depuis 1930, de 27,75 mètres. Les taux de déplacement sont restés assez faibles, en deçà de -1,00 m/an, mais certaines périodes ont été plus érosives que d'autres (Figure 4. 61). C'est notamment le cas des années 1965-1979, où le recul était en moyenne de 0,76 m/an. Selon une analyse de variance (test post-hoc en Appendice A), cet intervalle est significativement différent de tous les autres. L'intervalle 1930-1948 est celui où les taux de recul ont été les plus faibles, 0,18 m/an. Seul l'intervalle 1989-1997 lui est statistiquement comparable avec un déplacement de -0,25 m/an. Par contre, ce dernier intervalle est également comparable avec les périodes 1948-1965 et 1979-1989, qui ont tous deux un taux de recul de 0,35 m/an, ainsi qu'avec l'intervalle 1997-2005, qui s'est érodé à un rythme de 0,37 m/an. La Figure 4. 61 permet aussi de constater que les taux de déplacement sont davantage variables pour les valeurs les plus élevées, supérieures à la médiane.

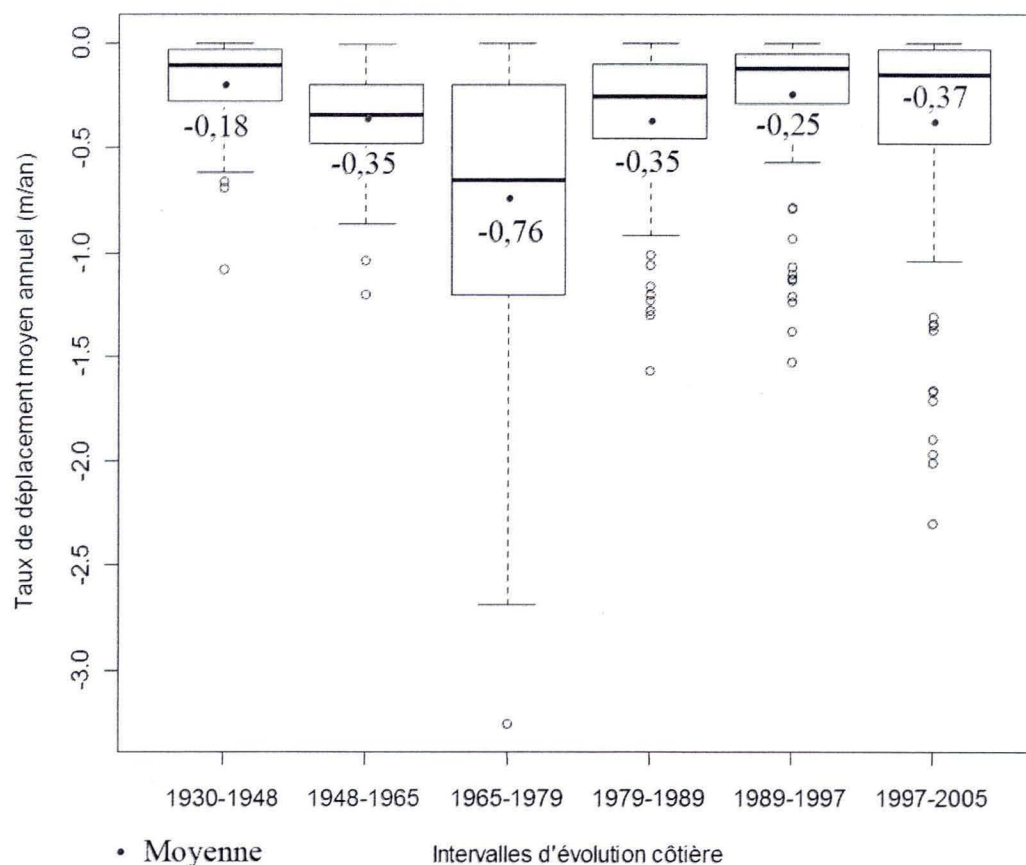


Figure 4. 61 Distribution des taux d'érosion historiques du site de Kegaska.

Spatialement, les taux de recul sont répartis sur l'ensemble de la côte mais à l'échelle historique (1930-2005), ils sont légèrement plus grands dans la moitié ouest de la tourbière (trait noir sur la Figure 4. 62). Cette tendance historique n'a toutefois pas caractérisé tous les intervalles d'évolution côtière. Par exemple, entre 1930 et 1948, les déplacements ont été généralement plus importants à l'est de la tourbière, où quelques transects ont des taux plus élevés que -0,50 m/an. Le recul le plus important s'est produit au 108^e transect, avec une érosion de 1,08 m/an. Par contre, il y avait une grande variabilité latérale des taux d'érosion puisque le transect précédent (107) n'avait subi aucune érosion pour toute la durée de l'intervalle. C'était aussi le cas des transects 2, 7, 10, 11, 14, 16 à 18, 20 à 22, 27, 35, 43 et 76. Les photographies aériennes révèlent très peu de changements entre 1931 et 1948. Dans les deux cas, l'état de la falaise était vif, il n'y avait pas de terrasse de plage et la plage avait une largeur plutôt constante d'environ 50 mètres.

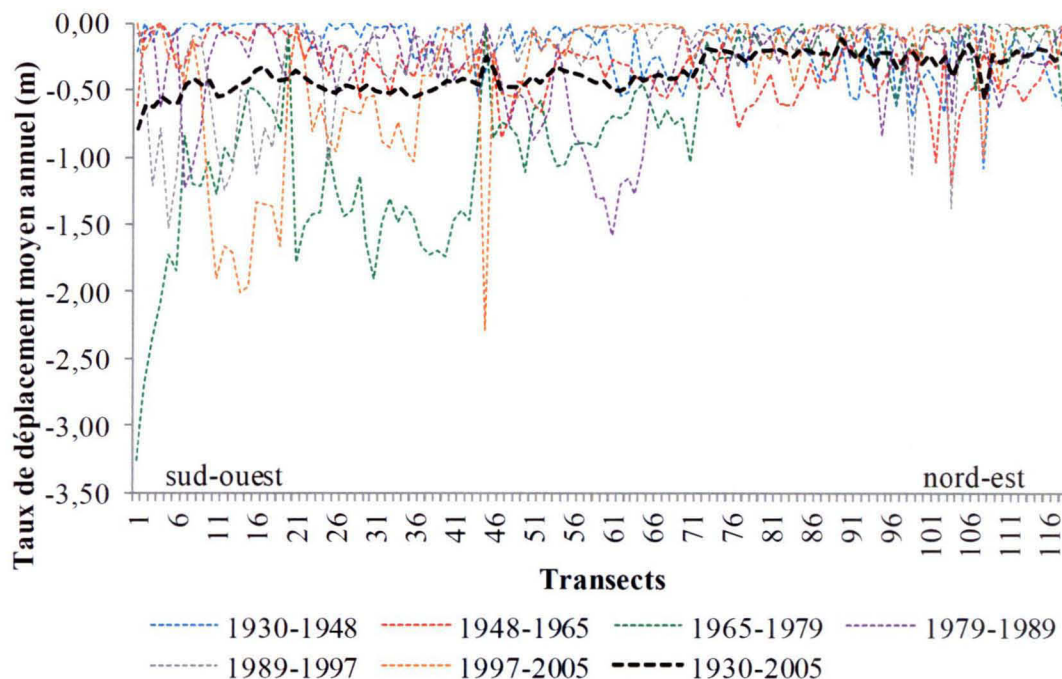


Figure 4. 62 Distribution des taux d'érosion historiques du site de Kegaska selon les transects de mesure.

En 1965, la situation était encore similaire au niveau de l'état de la falaise et de la largeur de la plage. Par contre, il semblait s'être formé un haut de plage parfois discontinu entre le premier et le soixante-et-onzième transect (Figure 4. 63). Pour l'intervalle 1948-1965, les taux de déplacement étaient aussi distribués inversement à la tendance historique et plusieurs transects avaient des déplacements inférieurs à $-0,50$ m/an. La valeur maximale de déplacement a été de $-1,20$ m/an au 104^e transect. Le déplacement moyen le plus faible était de $-0,01$ m/an, aux transects 11 et 118.

C'est entre 1965 et 1979 que le déplacement le plus grand s'est produit, tous intervalles compris. Une moyenne de $-3,26$ m/an s'est érodée au premier transect. Des taux de recul très élevés, supérieurs à $1,50$ m/an, ont également été fréquents à l'ouest de la tourbière. Inversement, les transects 95, 106 et 108 n'ont subi aucun recul. La situation observée sur les photographies aériennes en 1979 montre un amincissement de la plage d'environ 10 mètres. Elle s'établissait donc en moyenne à 40 mètres. De plus, il y a des débris (radeaux de tourbe ou blocs d'orstein) qui semblent provenir du sommet de la falaise sur la face de cette dernière, suggérant un épisode d'érosion relativement récent.

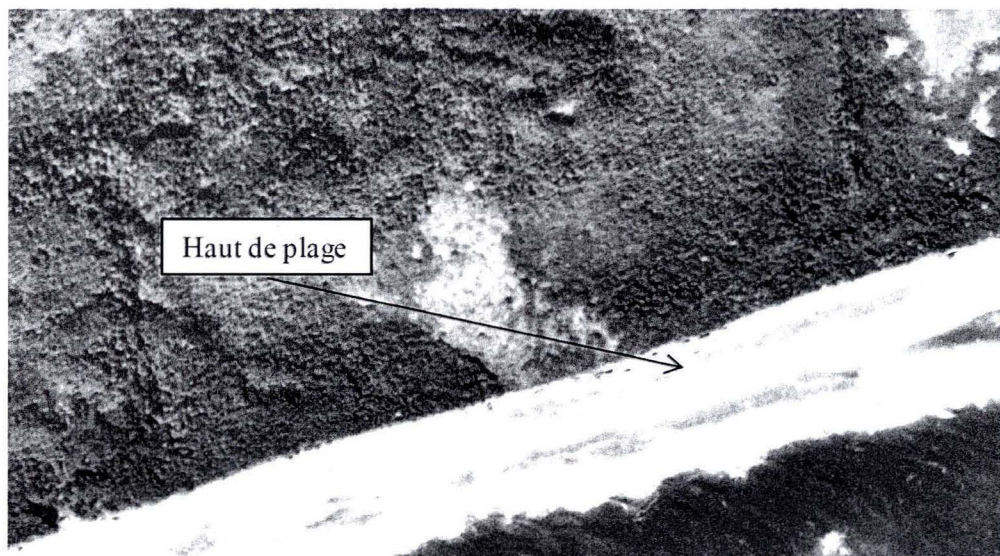


Figure 4. 63 Formation d'un haut de plage discontinu, site de Kegaska, 1965.

Les photographies de 1989 montrent une phase de stabilisation de la côte puisqu'elle devient ponctuée de courts segments semi-végétalisés. Dans le dernier quart à l'est de la tourbière (transects 89 à 118), des cordons littoraux viennent se greffer à la plage qui a une largeur moyenne de 30 mètres dans ce secteur (Figure 4. 64). Au centre de la tourbière, la largeur de la plage est d'en moyenne 40 mètres alors que pour les 740 mètres à l'ouest du site (transects 1 à 17), elle est aussi de 30 mètres. L'intervalle 1979-1989 a donc eu des taux de déplacement relativement faibles qui ne s'organisent pas en une tendance visible. Le recul maximal s'est produit au centre de la tourbière (61^e transect) où -1,57 m/an s'est érodé. Les transects adjacents (entre 58 et 65) sont également parmi ceux qui ont eu les taux de déplacement les plus élevés et ils dépassaient tous -1,00 m/an. Le trait de côte est resté inchangé aux transects 17, 33, 45, 89 et 93.

La tendance spatiale historique s'est de nouveau réalisée pour les intervalles 1989-1997 et 1997-2005 qui ont enregistré une érosion plus importante à l'ouest de la tourbière. Pour le premier intervalle, la valeur d'érosion la plus élevée est de 1,53 m/an au 5^e transect. Pour le second, elle est de 2,30 m/an au 45^e transect. Certains transects sont néanmoins restés stables dans chacun des deux intervalles; il s'agit des 21^e, 100^e, 105^e et 118^e transects entre 1989 et 1997 et des 4^e, 42^e, 66^e, 75^e, 77^e, 78^e, 88^e, 95^e, 101^e et 105^e transects entre 1997 et 2005.

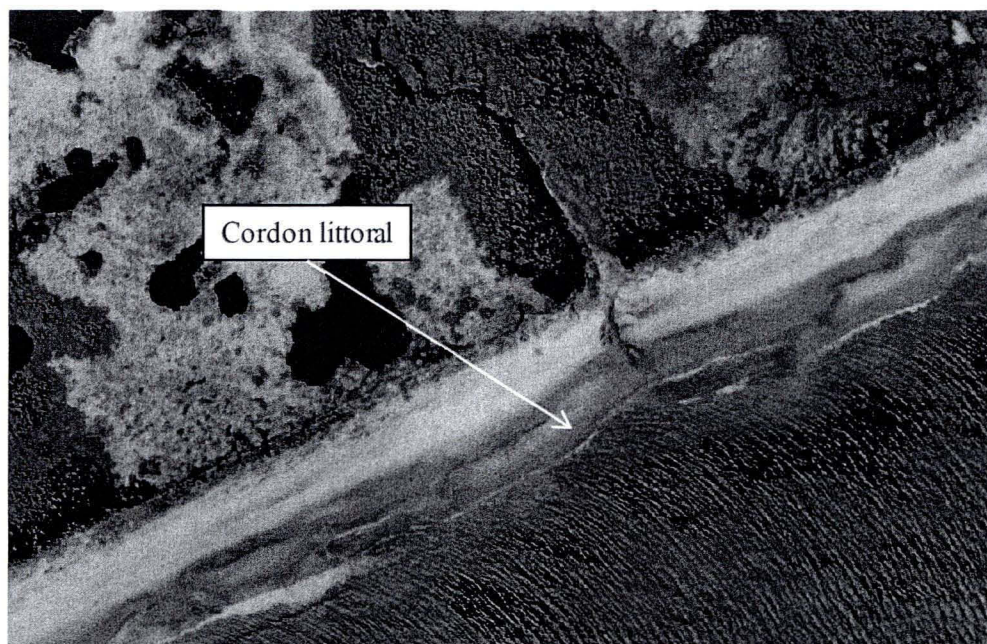


Figure 4. 64 Migration d'un cordon littoral vers la plage, site de Kegaska, 1989.

En 1997, les photographies aériennes suggèrent la poursuite de la végétalisation de la falaise devant les portions de tourbières où la végétation arborescente est plus dense. La plage est très large, en moyenne 60 mètres à l'exception d'une courte section à l'ouest de la tourbière où elle est plutôt de 40 mètres (transect 11 à 21). En 2005, la végétalisation de la falaise s'était encore plus étendue. Une terrasse de plage s'était également formée entre le 1^{er} et le 7^e transect, de même qu'entre le 45^e et le 70^e transect et entre le 97^e et 118^e. Ces terrasses avaient une largeur moyenne de 5 mètres (Figure 4. 65).

Un total de 165 414 m² a été érodé de la tourbière côtière de Kegaska entre 1930 et 2005, ce qui correspond à une perte annuelle de 0,37 m² par mètre linéaire (Figure 4. 66). Plus du tiers de cette surface a été érodée pendant l'intervalle 1965-1979. Les intervalles 1930-1948 et 1997-2005 ont des superficies érodées similaires. L'étendue temporelle du premier intervalle est cependant d'un peu plus du double.



Figure 4. 65 Terrasse de plage au pied de la falaise, site de Kegaska, 2005.

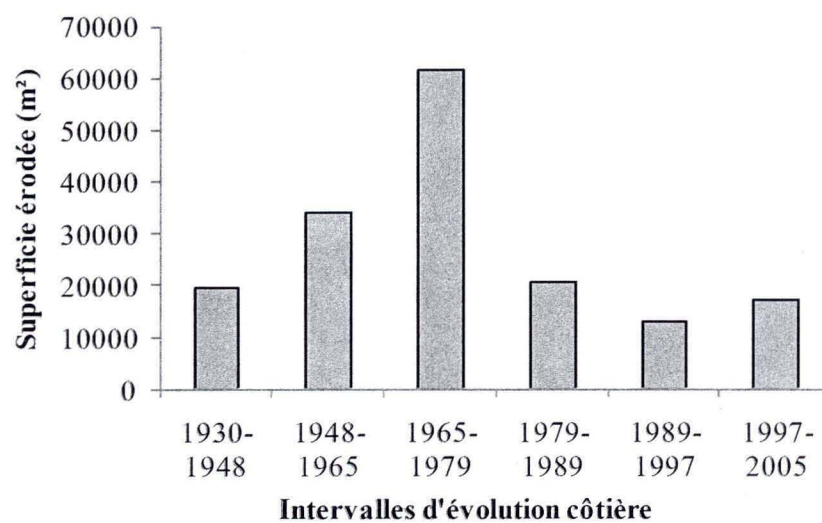


Figure 4. 66 Superficie érodée selon les intervalles d'évolution côtière, Kegaska.

4.5.3 Évolution récente

Les relevés de bornes annuels montrent qu'il s'est produit de l'érosion sur l'ensemble de la tourbière mais de manière plus intense à l'ouest du site pour les bornes qui étaient déjà en place entre 2002 et 2009 (Figure 4. 67). En effet, les bornes KEG-45 à KEG-39A ont subi un recul à presque toutes les années alors que les bornes KEG-38 à KEG-35 ont été érodées moins souvent. L'érosion mesurée était également plus importante, avec des reculs ayant régulièrement dépassés 1 mètre par année et des cas où plus de 6 mètres s'étaient érodés. Entre 2002 et 2003, l'érosion a cependant été faible partout, en moyenne -0,13 m/an. Le recul moyen a ensuite augmenté, -0,93 m/an entre 2003 et 2004, -0,58 m/an entre 2004 et 2005, -0,89 m/an entre 2005 et 2006, -1,25 m/an entre 2006 et 2007, -1,10 m/an entre 2007 et 2008 et -2,17 m/an entre 2008 et 2009.

Entre 2009 et 2010, nous disposons d'une plus grande densité de bornes de mesure et nous remarquons que plusieurs d'entre elles n'ont pas subi d'érosion, ce qui fait en sorte que le recul moyen pour cette période est relativement faible, soit -0,44 m/an. Ce taux est néanmoins plus élevé que tous les intervalles d'évolution historique, sauf pour la période de 1965-1976 qui a été le plus érosif avec un taux moyen de -0,76 m/an. Il y a une plus forte concentration de reculs mesurés à l'ouest de la tourbière mais quelques bornes au centre et à l'est du site ont également enregistré de l'érosion. L'érosion la plus intense s'est produite à la borne KEG-103, où 2,12 m ont été érodé pendant cette période. Le trait de côte a également reculé de plus de 2 mètres aux bornes KEG-45, KEG-39A et KEG-94.

À l'échelle temporelle récente, soit entre 2002 et 2010, le recul moyen annuel est de -0,99 m si on considère uniquement les bornes en place depuis 2001 et de -0,94 m si on inclut les bornes implantées en 2009. Ces taux sont beaucoup plus élevés que la moyenne historique calculée entre 1930 et 2005 (-0,37 m/an) et que l'intervalle d'évolution côtière où le recul était le plus important (-0,76 m/an entre 1965 et 1976).

L'état de la côte de même que la largeur de la plage est la même pour toutes les bornes mesurées mais il y a une variation latérale de la hauteur et de la litho-stratigraphie de la falaise (Figure 4. 60). En ne tenant compte que des bornes implantées au sommet de la falaise

inférieure à 10 m, le recul moyen pour l'année 2008-2009 est de 0,51 m alors qu'il est de 0,40 m pour la falaise de 10 à 15 mètres. Pour les bornes qui sont mesurées depuis 2002, la différence est encore plus grande : un déplacement moyen de -1,69 m/an pour les segments de la falaise basse et -0,41 m/an pour les segments de la falaise de 10 à 15 m (Figure 4. 68).

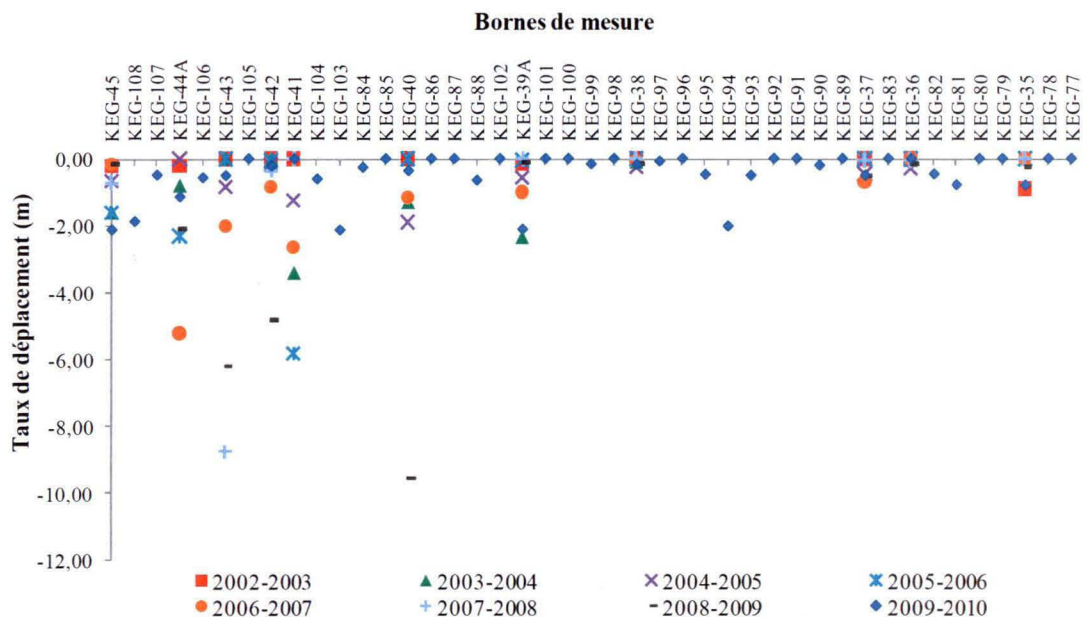


Figure 4. 67 Valeurs d'érosion récentes (2001-2010) du site de Kegaska.

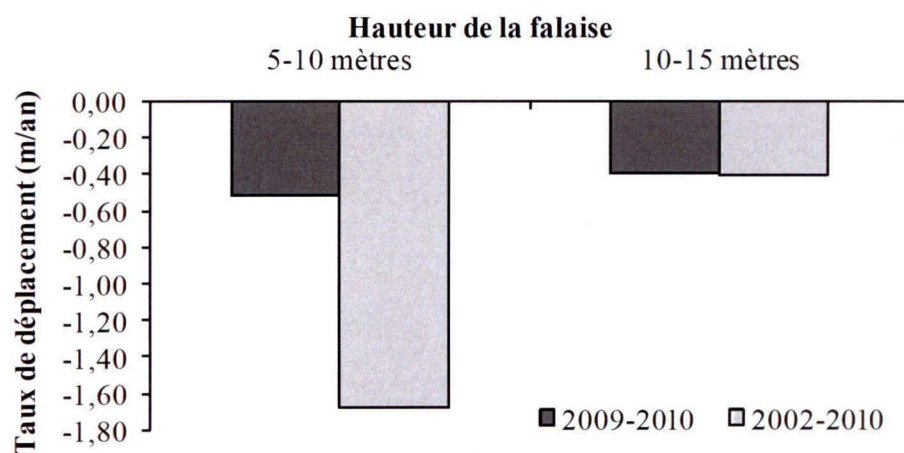


Figure 4. 68 Déplacement moyen annuel du trait de côte selon la hauteur de la falaise, Kegaska.

L'effet de la litho-stratigraphie est difficile à évaluer pour le segment le plus à l'ouest puisqu'il ne comprend qu'une seule borne, qui a néanmoins connu un recul important entre 2009 et 2010, de 2,11 m. Le deuxième segment litho-stratigraphique à l'ouest du site comprend 7 bornes dont l'érosion moyenne est de 0,68 m/an (entre 2009-2010). Le segment suivant inclut 10 bornes sur lesquelles le recul moyen mesuré est de 0,40 m/an (2009-2010). Finalement, le segment le plus à l'est est celui qui a été le moins érodé, avec un recul moyen, calculé sur 25 bornes, de 0,33 m/an entre 2009 et 2010 (Figure 4. 69).

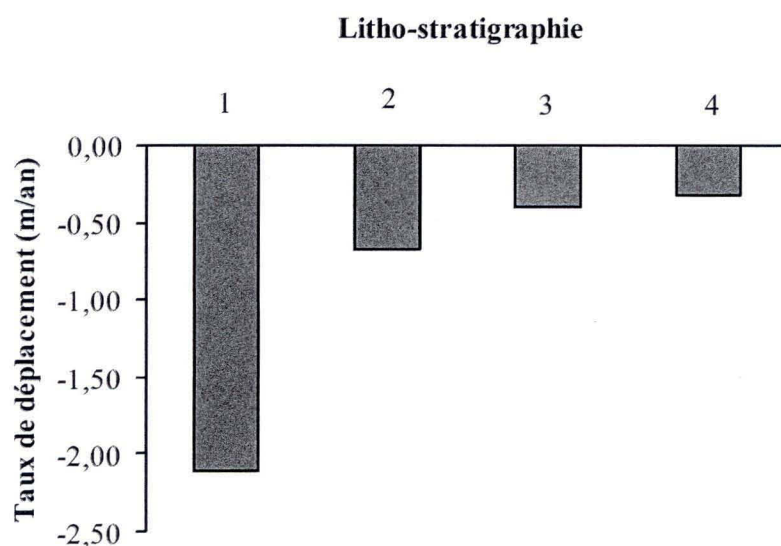


Figure 4. 69 Déplacement moyen annuel (2009-2010) du trait de côte selon la litho-stratigraphie, Kegaska.

4.5.4 Causes explicatives du rythme de recul de la falaise

4.5.4.1 Processus actifs

Les processus géomorphologiques qui affectent la côte sont un peu moins nombreux à Kegaska. De manière générale, les vagues affectent l'ensemble de la côte et ce malgré la plage très large. L'impact des vagues est particulièrement efficace puisque les matériaux sableux forment le pied de la falaise pour l'ensemble du site.

Deux processus gravitaires sont également omniprésents sur l'ensemble du site à l'exception du secteur végétalisé. Il s'agit des coulées de sable sec et les effondrements de corniches. Les premiers se produisent lorsqu'un agent déstabilise le pied de la falaise, essentiellement les vagues et parfois le vent. Les sédiments se déplacent ensuite par gravité vers la plage où ils forment de petits talus. Ces coulées affectent généralement une portion restreinte de la côte à la fois, quelques mètres tout au plus. Les effondrements affectent principalement l'unité de tourbe et l'orstein, qui se détachent en blocs de dimension métrique lorsque les sédiments sous-jacents n'arrivent plus à les soutenir. Ces blocs peuvent en partie rester coincés sur la falaise, le reste étant déplacé jusque sur le haut de plage (Figure 4. 70).

Un court segment qui contient beaucoup de mares à l'ouest de la tourbière est également touché par la suffosion. L'eau contenue dans la tourbière percole dans le sol jusqu'à atteindre l'orstein, une couche relativement imperméable. L'eau ruisselle donc au contact de cette unité, apportant avec elle des débris fins de la tourbière, ce qui donne une couleur noire aux sédiments qui se retrouvent sous l'orstein (Figure 4. 71).



Figure 4. 70 Coulées de sable sec et effondrement d'orstein.

Du ravinement est finalement visible ponctuellement le long de la côte. Il est surtout associé au réseau de drainage des mares présentes dans la tourbière qui s'organise en petits ruisseaux étroits qui entaillent la tourbe et les sédiments sous-jacents. À l'embouchure de ces ruisseaux sur la côte, il y a une érosion régressive de tous les sédiments qui s'affaissent dans le cours d'eau et sur la plage. Une cicatrice avec une forme en « V » est généralement associée au processus de ravinement (Figure 4. 72).



Figure 4. 71 Suffosion à l'ouest de la tourbière de Kegaska

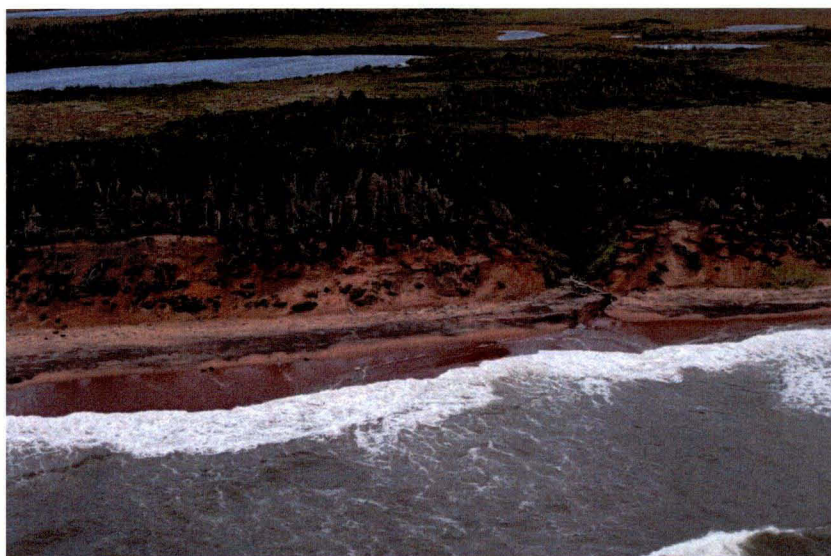


Figure 4. 72 Formation d'un ravin, Kegaska.

4.5.4.2 Modes de recul

Le mode de recul le plus fréquent observé à Kegaska est celui qui s'opère par la succession des vagues et des coulées de sable sec. Ainsi, les vagues déstabilisent d'abord le pied de la falaise. En réaction, des coulées de sable sec se forment pour rétablir une pente plus à l'équilibre. En se faisant, l'orstein et la tourbe perdent leur support et par appel au vide vont s'effondrer au pied de la falaise dans un troisième temps (Figure 4. 56). Ce mode de recul suppose que la falaise reste stable en hiver puisque la présence d'un pied de glace empêche les vagues d'atteindre la côte et donc à l'érosion de s'effectuer.

Dans la portion ouest de la tourbière comprenant les transects 10 à 20, la suffosion permet à la côte de s'éroder un peu plus rapidement. En effet, lorsqu'elle se produit, le déplacement du trait de côte peut avoir lieu sans que la base de la falaise ne soit d'abord affectée. Les vagues seraient alors responsables dans un deuxième temps du recul du pied de la falaise. Dans le cas des tempêtes, les vagues peuvent toutefois être directement liées au déplacement du trait de côte par le sapement basal et le réajustement de la pente qu'elles provoquent. Il s'agit donc du même mode de recul que nous avons observé à Betsiamites illustré à la Figure 4. 14.

4.5.4.3 Facteurs clés

Étant donné l'importance des conditions hydrodynamiques sur le mode de recul de la falaise du site de Kegaska, le niveau d'eau est le premier facteur clé identifié comme déterminant pour l'évolution du site. Ce site évolue donc principalement lors des tempêtes. L'abondance et la fréquence des précipitations liquides sont aussi identifiées comme un facteur déterminant car elles peuvent à la fois augmenter le ravinement provoqué par la vidange des mares de la tourbière et amplifier la suffosion active dans la portion ouest du site. Le site de Kegaska possède finalement un facteur limitant l'érosion, soit la présence et le déplacement des terrasses de plage, que nous avons observé sur les photographies aériennes historiques. Étant donné que le site est particulièrement sensible aux vagues et que les autres processus sont limités, la présence d'une terrasse de plage constitue un bon moyen de protection de la côte puisque la base de la falaise est stabilisée.

CHAPITRE V

DISCUSSION

Il existe une grande variabilité spatiale et temporelle des rythmes et des modes de recul entre les différents sites d'étude ainsi qu'à l'intérieur d'un même site. Ainsi, le site de Rivière Saint-Jean se distingue des autres par la rapidité à laquelle s'opère l'érosion à la fois à l'échelle historique (Tableau 5. 1) et à l'échelle récente et saisonnière (Tableau 5. 2). En effet, même les taux historiques les plus faibles, mesurés entre 1967 et 1976 sont plus importants que ceux qui avaient été mesurés pendant les épisodes les plus érosifs aux sites de Pointe-Lebel et de Kegaska. Ces deux derniers sites sont caractérisés par des vitesses de recul relativement faibles et davantage constantes dans le temps. Les sites de Betsiamites et de Baie Saint-Ludger ont quant à eux des taux de recul intermédiaires.

Tableau 5. 1 Comparaison des principaux résultats à l'échelle historique selon les sites d'étude

Sites	Volume total érodé (m ³ /m/an)	Superficie totale érodée (m ²)	Taux historique \bar{x} (m/an)	Intervalle + érosif	Intervalle - érosif
Betsiamites	nd	81 613	-0,53	1996-2006 (-0,98 m/an)	1979-1987 (-0,36 m/an)
Baie Saint-Ludger	10,9	70 867	-0,74	1965-1972 (-1,67 m/an)	1931-1965 (-0,46 m/an)
Pointe-Lebel	3,9	41 405	-0,29	1972-1979 (-0,42 m/an)	1965-1972 (-0,21 m/an)
Rivière Saint-Jean	15,2	253 401	-1,97	1997-2005 (-3,60 m/an)	1967-1976 (-0,98 m/an)
Kegaska	nd	165 414	-0,37	1965-1979 (-0,76 m/an)	1930-1948 (-0,18 m/an)

Tableau 5. 2 Comparaison des principaux résultats à l'échelle récente et saisonnière selon les sites d'étude

Sites	Taux récent \bar{x} 2009- 2011 (m/an)	Saison + érosive	Saison - érosive	Période la plus érosive*
Betsiamites	-1,18	Automne 2010 (-1,26 m)	Automne 2009 (-0,04 m)	2009-2011 (-1,18 m/an)
Baie Saint-Ludger	-0,84	Hiver 2011 (-0,29 m)	Automne 2010 (-0,01 m)	1965-1972 (-1,67 m/an)
Pointe-Lebel	-0,28	Hiver 2011 (-0,29 m)	Hiver 2010 (0,00 m)	1972-1979 (-0,42 m/an)
Rivière Saint-Jean	-2,69	Automne 2010 (-1,92 m)	Printemps 2010 (-0,27 m)	1997-2005 (-3,60 m/an)
Kegaska	-0,44	nd	nd	2002-2009 (-0,94 m/an)

* Incluant les périodes récentes et historiques

À l'aide du suivi historique, nous avons constaté que la période 1996-2009 a été la plus érosive aux sites de Betsiamites, de Rivière Saint-Jean et de Kegaska, alors que c'est plutôt la fin des années soixante et les années soixante-dix qui ont été les plus érosives à Baie Saint-Ludger et à Pointe-Lebel. À l'exception du site de Pointe-Lebel, les vitesses de recul obtenues pour les années 2009-2011 sont toutes au-dessus des taux de recul moyens historiques.

Au niveau saisonnier, l'automne 2010 a été particulièrement érosif à Betsiamites et à Rivière Saint-Jean, avec des valeurs moyennes de recul qui excèdent 1 mètre en trois mois. Cela contraste avec le site de Baie Saint-Ludger, où cette saison a été la moins érosive de toutes. Sur les deux sites de la péninsule de Manicouagan, c'est plutôt l'hiver 2011 qui a causé le plus d'érosion, 29 centimètres en moyenne dans les deux cas. Le site de Rivière Saint-Jean se démarque une fois de plus car sa saison la moins érosive, le printemps 2010 (0,27 m en moyenne), l'a été presque autant que la saison la plus érosive de Baie Saint-Ludger et de Pointe-Lebel. Une observation intéressante à Pointe-Lebel est le contraste observé entre les deux hivers successifs puisque le premier hiver (2010) correspond à la

saison la moins érosive et le second (2011) à celle qui l'a été le plus. Un constat similaire est également observé entre les automnes 2009 et 2010 à Betsiamites.

L'étude des volumes apporte un regard différent sur la problématique d'érosion côtière car nous constatons que les rapports entre les volumes érodés et les taux de recul entre deux sites d'études sont très différents. Ainsi, en regard au taux d'érosion linéaire seulement, Rivière Saint-Jean connaît une érosion de plus de 2,6 fois supérieure à Baie Saint-Ludger alors qu'en termes de volumes, seulement 1,4 fois plus de sédiments ont été mobilisés. Ces volumes permettent de relativiser l'impact de l'érosion côtière sur la dynamique sédimentaire.

Ce qu'il faut retenir des superficies totales de tourbière qui ont été érodées est qu'elles dépendent à la fois des taux de recul, mais aussi de la longueur de la frange de tourbière qui est en position littorale. Ainsi, la tourbière de Kegaska s'érode relativement lentement mais comme sa frange littorale couvre une grande distance, la quantité de tourbière perdue est importante. La configuration des tourbières par rapport à la côte est donc déterminante dans les superficies, et conséquemment les volumes, perdus.

L'analyse du comportement des falaises à sommet tourbeux a permis de dégager quels sont les facteurs clés responsables de l'évolution des différents sites, ce qui est d'un intérêt fondamental pour la prédiction de l'évolution future du littoral (Tableau 5. 3). Il existe deux types de facteurs, ceux qui limitent l'érosion et ceux qui la favorisent. Ces facteurs peuvent également être catégorisés selon qu'ils relèvent des conditions climatiques ou plutôt des conditions environnementales inhérentes à chaque site.

Tableau 5. 3 Facteurs clés conditionnant l'évolution de la côte pour chacun des sites d'étude

Facteurs favorisant l'érosion	BET	BSL	PTL	RSJ	KEG
Fréquence et abondance des précipitations liquides	x	x	x	x	x
Températures hivernales	x	x	x	x	
Températures moyennes annuelles		x	x	x	
Vagues (en tout temps)				x	x
Vagues de tempêtes	x			x	x
Enneigement de la tourbière	x	x		x	
Litho-stratigraphie	x	x		x	
Présence de paléochenaux en surface				x	
Hauteur de la falaise					
Facteurs limitant l'érosion					
Présence/absence terrasse de plage			x		x
Enneigement des falaises	x	x	x	x	
Végétalisation des falaises	x		x		x

Il ressort d'abord du Tableau 5. 3 que le site de Rivière Saint-Jean est celui qui possède le plus grand nombre de facteurs aggravant l'érosion, en plus de n'en posséder aucun qui aurait le potentiel de la réduire, outre l'accumulation de la neige dans quelques portions de la falaise. Cela s'est traduit par les vitesses de recul exceptionnelles que nous avons mentionnées précédemment. D'une part, les conditions environnementales sont réunies pour favoriser l'érosion : la falaise est orientée vers le sud-est et est verticale, elle n'accumule donc pas beaucoup de neige en hiver. De plus, les sédiments qui la composent, notamment la présence d'une unité prodeltaïque épaisse à plusieurs endroits le long du site, permettent à une variété de processus de s'opérer efficacement. La falaise est assez haute pour permettre les glissements rotationnels, un processus qui n'a été observé qu'à cet endroit et qui produit des reculs de forte ampleur. Cette tourbière semble également être celle qui serait la plus sensible aux changements climatiques, puisqu'elle est sensible à la fois aux changements dans le régime des précipitations, des températures, des niveaux de l'eau et des tempêtes. Cela est d'ailleurs confirmé par nos résultats, qui montrent que les taux de recul les plus importants ont été mesurés entre 1996-2006, cette période étant celle où les températures étaient les plus chaudes et où il y a eu beaucoup de précipitations. De plus, les forts reculs

enregistrés à l'automne 2010, suite à la tempête du 6 décembre 2010, montrent que les tempêtes conditionnent aussi le rythme de recul de cette falaise.

Le site de Pointe-Lebel se démarque au contraire par le nombre limité de facteurs aggravant l'érosion et par la présence de trois facteurs qui permettent un ralentissement des taux d'érosion. La présence d'une terrasse de plage, de même que les bonnes conditions d'enneigement et la présence de végétation dans certaines portions de la falaise permettent de diminuer les processus cryogéniques et de dessiccation et d'atténuer l'énergie des vagues qui autrement pourraient atteindre la base de la falaise. Cela se traduit par des taux d'érosion historiques et saisonniers plus faibles. Par contre, les portions actives du site restent particulièrement sensibles aux conditions climatiques puisque les processus qui dominent ; la suffosion et les coulées boueuses liées au dégel, sont favorisés par les précipitations, les écoulements des eaux de surface et les variations de température en hiver.

Le site de Kegaska est dans une situation similaire, à la différence que sa litho-stratigraphie le rend surtout sensible aux conditions hydrodynamiques et aux tempêtes plutôt qu'aux variations de températures. Ce site est donc sujet à être fortement perturbé lors des tempêtes alors que le reste du temps, des facteurs limitants, dont la végétalisation de la falaise et la présence d'une terrasse de plage, assurent un ralentissement de l'érosion. À l'échelle historique, nos résultats montrent d'ailleurs une érosion accrue du trait de côte pour l'intervalle 1965-1979, une période caractérisée par l'occurrence de plus de 14 événements de tempête avec des vents de plus de 70 km/h à Natashquan, une fréquence qui est au moins du double par rapport aux autres intervalles d'évolution (voir Appendice C). La période récente (2002-2010), qui est aussi particulièrement érosive, présente également une fréquence importante de tempêtes (Friesinger *et al.*, 2012b).

En excluant la falaise de Rivière Saint-Jean, c'est celle de Baie Saint-Ludger qui a connu l'érosion la plus rapide à l'échelle historique, alors qu'à l'échelle récente (2009-2011), c'est plutôt celle de Betsiamites. Cela s'explique par le fait qu'à Betsiamites, les conditions d'enneigement des falaises ainsi que la présence de quelques zones végétalisées font en sorte de réduire le potentiel de l'érosion. Par contre, la position de l'unité litho-stratigraphique sableuse dans la falaise permet aux vagues d'attaquer la base des falaises et de provoquer un

recul important lors des tempêtes, ce qui s'est produit en décembre 2010 et qui explique les forts reculs observés récemment. Au contraire, la litho-stratigraphie de la falaise de Baie Saint-Ludger fait en sorte que la base de la falaise n'est pas sensible à l'action des vagues. L'automne 2010 a d'ailleurs été la saison la moins érosive. Par contre, cette litho-stratigraphie, combinée à des conditions environnementales qui défavorisent l'accumulation de la neige dans les parois et l'établissement de la végétation, font en sorte que la suffosion, la dessiccation et les processus cryogéniques sont très efficaces. En l'absence de facteurs limitant l'érosion à Baie Saint-Ludger outre l'enneigement partiel des parois, un changement dans les conditions climatiques peut se faire rapidement ressentir sur les taux d'érosion mesurés. À Betsiamites, les écoulements hydrogéologiques provoqués par la fonte de la neige, principalement piégée dans la portion nord (arborescente) de la tourbière, et par les précipitations assurent un recul modéré mais continu du trait de côte, malgré la présence de facteurs limitants. C'est pourquoi à l'échelle historique, ce site s'érode à une vitesse supérieure à Pointe-Lebel et Kegaska, mais inférieure à Baie Saint-Ludger ou Rivière Saint-Jean.

5.1 Facteurs liés au contexte environnemental

La section suivante vise à comprendre de quelle manière les conditions environnementales identifiées précédemment comme des facteurs clés ont pu influencer l'évolution des falaises à sommet tourbeux de la Côte-Nord du Saint-Laurent et à comprendre pourquoi elles réagissent différemment à l'érosion côtière à la lumière des explications proposées par la littérature.

5.1.1 Litho-stratigraphie

La litho-stratigraphie a été identifiée comme un facteur clé conditionnant l'évolution côtière des sites de Betsiamites, de Baie Saint-Ludger et de Rivière Saint-Jean, bien qu'elle influence également les sites de Pointe-Lebel et de Kegaska. Les différentes lithologies qui composent les profils des falaises ne sont pas sensibles aux mêmes processus géomorphologiques et/ou leur efficacité change : elles ont donc souvent des taux de recul qui diffèrent (Del Rio et Gracia, 2009; Jones et Williams, 1991; Pierre, 2005). En effet, nous

avons observé, sur la majorité de nos sites, que les unités silto-argileuses étaient affectées principalement par les processus cryogéniques et la dessiccation. De plus, lorsque l'unité prodeltaïque est bien stratifiée avec la présence d'épaisses couches de sable fin, elle est aussi affectée par les processus hydrogéologiques qui provoquent des décrochements superficiels ou des glissements rotationnels. Les unités sableuses sont quant à elles sensibles aux vagues de tempête et à la suffosion alors que les unités organiques ou les sables cimentés s'érodent par des effondrements de corniches. La litho-stratigraphie des falaises détermine donc la répartition spatiale des processus d'érosion et par conséquent les modes de recul des falaises.

Par ailleurs, c'est plutôt la séquence et la structure litho-stratigraphique qui est apparue comme déterminante dans l'évolution de la côte. En effet, la présence d'unités stratigraphiques aux perméabilités différentes influence les écoulements souterrains et provoque de la suffosion et l'apparition de résurgences sur la plage. Bien que la suffosion puisse se produire dans un profil de sédiments homogènes (Monnet, 1998), une succession de lithologies semble la favoriser. Le même phénomène avait déjà été relaté par Barnhardt *et al.* (2004), qui expliquaient que la stratigraphie complexe de la côte nord-est du lac Michigan permettait de comprendre les gros glissements de terrain qui s'y produisent. La porosité des sédiments change verticalement dans le profil et l'agencement des couches fait en sorte que l'eau s'infiltre dans la falaise jusqu'à ce qu'elle atteigne une couche plus imperméable. À partir de là, l'eau tend à ruisseler vers la mer à travers des conduits qui se sont formés par l'écoulement répété de l'eau. Si l'énergie de la falaise le permet, c'est-à-dire sa hauteur, cela va ultimement entraîner la formation de glissements de terrain.

À Rivière Saint-Jean, c'est ce qui s'est produit dans la zone de haute falaise, où la liquéfaction des sables très fins contenus dans l'unité prodeltaïque a provoqué des glissements. Les glissements semblent donc étroitement liés à la suffosion, mais ce dernier processus peut s'opérer sans nécessairement provoquer de glissements car l'énergie de la côte et la structure des sédiments sont aussi déterminantes. Ceci est démontré par le fait que seul un court secteur de Rivière Saint-Jean est affecté simultanément par les deux processus alors que les falaises des sites de Pointe-Lebel et de Baie Saint-Ludger seraient théoriquement assez hautes pour que des glissements s'y produisent. Cela est cohérent avec les conclusions de Bernatchez (2003) et Bernatchez et Dubois (2004, 2008) qui ont observé de la suffosion

sur les berges des complexes deltaïques de la Côte-Nord du Saint-Laurent, à proximité des sites étudiés dans cette recherche, sans toutefois rapporter d'importants glissements de terrain mais plutôt une déstabilisation générale de la structure des sédiments.

Pour presque l'ensemble des côtes étudiées dans le cadre de cette étude, à l'exception de Kegaska, une unité silteuse d'une épaisseur variable occupait la base des falaises et était recouverte d'une unité sableuse. Nous remarquons que l'épaisseur relative de la couche perméable (les sables) versus la couche imperméable (les silts) semble avoir un effet sur la vitesse du recul et conséquemment sur les volumes érodés. À Baie Saint-Ludger, le recul est plus important pour les segments litho-stratigraphiques à l'est du site, où l'unité sableuse est relativement plus épaisse. Sachant que la suffosion est très active dans ce secteur, cela implique qu'une plus grande quantité de sable peut être érodée par ce seul processus. Au contraire, le secteur ouest de la tourbière est aussi affecté par la suffosion, qui est importante pour le mode de recul, mais l'épaisseur de l'unité sableuse est plus mince et le recul est aussi moins rapide. À Betsiamites, le même phénomène est observé car à l'échelle historique, le secteur où le sable est plus épais a connu les plus forts reculs alors que celui qui en a le moins est celui qui est resté le plus stable. L'association de taux d'érosion rapide et d'un ratio important de sables a d'ailleurs été observée par Jones *et al.* (1993) qui estimaient que 70% de la variation des taux d'érosion d'une côte de sédiments glaciaires au Massachusetts (États-Unis) était expliqué par le pourcentage relatif du contenu en sable, en gravier et en sédiments cohésifs.

À Rivière Saint-Jean, l'ampleur du recul par suffosion était aussi conditionnée par l'épaisseur de l'unité sableuse, ce qui explique entre autre les vitesses de recul inférieures dans la basse tourbière à l'ouest du site. Par ailleurs, la position de l'unité sableuse par rapport à la hauteur des vagues est apparue comme déterminante car l'impact des vagues pouvait s'ajouter à la suffosion et augmenter l'érosion. Ainsi, les deux segments litho-stratigraphiques à l'est de la tourbière, dont l'unité sableuse arrive près de la jonction avec la plage, ont expérimenté des taux de recul annuels moyens excédant deux mètres par année, ce qui les place parmi les plus élevés.

Par contre, les falaises qui ont une épaisse base argileuse s'érodent aussi rapidement. En effet, même si les falaises aux matériaux plus cohésifs résistent mieux aux processus hydrodynamiques, elles sont davantage sujettes à la cryoclastie, au ravinement et aux mouvements de masse (Wilcock *et al.*, 1998). D'ailleurs, le secteur de Rivière-Saint-Jean qui présente les plus forts taux de recul moyens évolue principalement par des glissements de terrain et par la suffosion. Dans une étude menée en laboratoire portant sur l'érosion des berges en rivière, Couper (2003) montre aussi que l'efficacité des processus subaériens (particulièrement la cryoclastie et la dessiccation) est liée au contenu en silts et en argiles dans les sédiments et dans certains cas, ces berges reculent plus rapidement que celles constituées de matériaux non cohésifs. Nos observations montrent en effet que les processus affectant les sédiments cohésifs peuvent être dominants dans l'évolution de la côte puisque à Baie Saint-Ludger et Rivière Saint-Jean, certains secteurs évoluent d'abord par les processus cryogéniques.

Dans le cadre de notre projet, les processus cryogéniques ne se sont pas manifestés de la même manière selon nos sites d'étude. En effet, à Betsiamites, Baie-Saint-Ludger et à Pointe-Lebel, ce processus avait tendance à former de petits agrégats et/ou à liquéfier une mince couche de sédiments, tels qu'observés par Wilcock *et al.* (1998). Ces derniers estiment qu'il se forme une série de lentilles de glace verticales, épaisses de 0,5 à 1,0 cm qui s'éparent 1 à 2 centimètres de sol. À Rivière Saint-Jean, cela se produisait aussi, mais ce que nous observions le plus fréquemment ressemblait davantage au phénomène décrit par Bernatchez et Dubois (2008) et Bernatchez *et al.* (2011). Ils montrent que le détachement en dalles ou en blocs des sédiments s'explique par la discontinuité entre la glace de ségrégation et les sédiments non gelés. Cette glace de ségrégation forme une surface de cisaillement qui provoque le détachement des sédiments en blocs (dont l'épaisseur peut être comprise entre 15 et 50 centimètres) lorsqu'elle fond, principalement en raison des cycles de gel-dégel et de la fonte printanière. Leur formation est également en partie due au réseau de fissures déjà présent dans les sédiments prodeltaïques. Dans tous les cas, la cryoclastie induisait des profils plutôt verticaux (Betsiamites, Baie Saint-Ludger et Pointe-Lebel) à complètement verticaux (Rivière Saint-Jean) aux sédiments cohésifs.

Nos résultats montrent aussi que la litho-stratigraphie influence les types de mouvements gravitaires. Par exemple, les falaises avec d'épaisses unités silteuses de Baie Saint-Ludger, de Pointe-Lebel et de Rivière-Saint-Jean subissent des coulées boueuses alors que la falaise de Betsiamites, qui présente généralement une unité silteuse moins épaisse à la base, est moins propice à ce processus. Cela est cohérent avec les conclusions d'Amin et Davidson-Arnott (1995), de Dias et Neal (1992), de McGreal (1979) qui observent que les couches plus riches en argiles ont tendance à s'éroder sous forme de coulées boueuses alors que les couches plus poreuses s'effondrent. Raynald (1977) observait le même phénomène dans la région de la péninsule de Manicouagan mais il associait aussi les couches argileuses à des glissements rotationnels de différentes ampleurs. Dans le cadre de notre étude, ce type de mouvement de masse a plutôt été observé à Rivière Saint-Jean, aux endroits où la falaise était relativement haute et dont le contenu en silt-argileux était effectivement important.

La litho-stratigraphie influence aussi le type de mouvement gravitaire dans les unités sableuses. Collins et Sitar (2008) montrent que les sables non cimentés sont principalement affectés par le sapement par les vagues, alors que les sables moyennement cimentés étaient sujets aux mouvements de masses associés au contenu en eau souterraine (infiltration des eaux de ruissellement). À Kegaska et à l'est du site de Rivière Saint-Jean, des coulées de sable sec associées à l'action des vagues sont ainsi observées, mais il n'est pas clair que l'effondrement des unités de sable cimentés (orsteins) soit attribuable aux eaux d'infiltration, sauf peut-être dans une petite section à l'ouest du site de Kegaska où nous avons noté de la suffosion. L'effondrement des orsteins est plutôt attribuable à la mobilisation préalable, par les vagues, des sables non consolidés sous-jacents. Aux sites de Baie Saint-Ludger et de Pointe-Lebel, des coulées de sable sec se produisent également en réaction à l'érosion préalable de l'unité prodeltaïque sous-jacente, plutôt que directement par les vagues.

En résumé, le rôle de la litho-stratigraphie dans le déclenchement des processus d'érosion fait ressortir qu'elle influence directement la saisonnalité des taux d'érosion puisqu'elle détermine les processus qui vont dominer l'évolution de la côte. Ainsi, nous remarquons qu'aux trois sites où nous avons identifié la litho-stratigraphie comme facteur clé pour la compréhension de l'évolution côtière (Betsiamites, Baie Saint-Ludger et Rivière Saint-Jean) les secteurs avec une unité sableuse plus épaisse et/ou dont la position était près de la base de

la falaise ont généralement tendance à s'éroder davantage entre le printemps et l'automne alors que les secteurs à épaisse base argileuse s'érodent généralement plus l'hiver.

5.1.2 Hauteur de la falaise

La hauteur de la falaise est un autre facteur déterminant pour l'évolution des côtes et qui permet d'améliorer notre compréhension de la variabilité entre les sites mais aussi à l'intérieur d'un même site. L'exemple de Rivière Saint-Jean permet de bien illustrer comment intervient ce facteur puisqu'il y a une grande variation longitudinale de la hauteur de la falaise. Les sections les plus basses, aux deux extrémités du site, se comportent pourtant bien différemment. En effet, la section la plus à l'est s'érode très rapidement et les taux de recul sont parmi les plus élevés mesurés dans le cadre de cette étude car la moyenne historique dépasse 2 mètres par année. Ces segments de la falaise se comportent de la même manière que le suggéraient Quinn *et al.* (2010), c'est-à-dire que les segments de faible hauteur (moins de 7 mètres) sont très sensibles aux processus hydrodynamiques et reculent très rapidement.

Or, la falaise basse à l'extrémité ouest du site de Rivière Saint-Jean recule plus lentement que tous les autres secteurs de ce site car son taux de déplacement moyen annuel historique est inférieur à 1 mètre par année. En effet, l'évolution de ce secteur est surtout influencée par la suffosion, qui ne peut déplacer qu'une faible quantité de sable étant donné l'épaisseur de cette unité. De plus, ce recul par suffosion entraîne l'effondrement du débord organique au pied de la falaise qui sert de rempart contre l'action des vagues. Il ne pourra être délogé que lors des tempêtes. S'ajoute le fait qu'au devant cette falaise, la plage est plus large et les sédiments sont plus difficilement mobilisables par les vagues de beaux temps alors qu'à l'extrême est, les vagues remanient constamment les sédiments à la base de la falaise.

La faible hauteur de la falaise diminue également la surface potentielle sur laquelle les processus géomorphologiques peuvent s'activer, mais surtout diminue la force de cisaillement que plusieurs auteurs lient aux taux de recul (Pierre et Lahousse, 2006; Quinn *et al.*, 2010; Richards et Lorrinan, 1987). Selon les observations de ces auteurs, les falaises plus hautes, donc avec une plus forte contrainte de cisaillement, subissent un recul plus important car elles sont affectées par des mouvements gravitaires de plus grande ampleur. Dans

certains cas, la hauteur du talus est la principale variable explicative significative et il devient possible d'expliquer l'érosion totale de la falaise en intégrant ce paramètre dans une régression multiple (Amin et Davidson-Arnott, 1997; Greenwood et Orford, 2007).

À Rivière Saint-Jean, les segments de falaise les plus hauts reculent à un rythme qui dépasse 2 mètres par année, ce qui est comparable à la basse falaise de l'extrémité est de la tourbière. Contrairement à ce secteur, les processus dominants sont cependant gravitaires et hydrogéologiques. Il est donc plus avisé de comparer la portion centrale et haute de la falaise avec la portion basse à l'extrémité ouest car elles subissent des processus et des modes de recul plus similaires. Ainsi, nos résultats sont plutôt en accord avec la littérature car dans le cas où les processus hydrodynamiques sont modérés, les hautes falaises ont un rythme de recul plus soutenu. Par contre, lorsque les vagues ont une action dominante en raison des caractéristiques litho-stratigraphique, les falaises basses peuvent reculer au même rythme que les falaises hautes.

En comparant les sites entre eux, la relation est moins claire car beaucoup de variables sont en interaction. Le site de Baie Saint-Ludger est celui où la hauteur moyenne est la plus élevée et c'est effectivement un site assez sensible à l'érosion, le deuxième en importance après Rivière Saint-Jean si on considère l'échelle historique. À cet endroit, les processus gravitaires, hydrogéologiques et cryogéniques sont très importants et la plage est nettoyée à une fréquence assez élevée pour empêcher l'accumulation prolongée des débris. Par contre, Betsiamites possède la falaise de plus faible hauteur et l'érosion est pourtant plus intense qu'à Pointe-Lebel ou à Kegaska. À Pointe-Lebel, les processus cryogéniques sont moins efficaces qu'à Betsiamites et les vagues affectent peu la base de la falaise en raison de la cohésion des matériaux. À Kegaska, l'action des vagues est pratiquement le seul processus qui fait évoluer la falaise comparativement à Betsiamites, qui est soumis à divers processus. Il semble donc que c'est plutôt l'exposition générale aux processus plutôt que simplement la hauteur qui explique les différences de taux de recul, ce qui fait l'objet de la section suivante.

5.1.3 Exposition aux processus

Nos sites ne sont pas tous exposés de la même manière aux conditions qui favorisent le recul des falaises, par exemple en période hivernale, estivale ou lors des tempêtes. À cet effet, les conditions d'enneigement des falaises sont apparues comme un aspect déterminant sur les vitesses et les modes de recul. Elles sont liées à trois facteurs : à la présence de végétation arborescente à la surface des tourbières, à la verticalité des parois et à l'orientation avec un vecteur sud de celles-ci (Greenwood et Orford, 2007; Hall, 2004). Ainsi, même si les caractéristiques litho-stratigraphiques de Baie Saint-Ludger et de Pointe-Lebel sont similaires, le site de Pointe-Lebel est beaucoup moins affecté par les processus cryogéniques puisque la tourbière ouverte permet l'accumulation d'une importante couche neigeuse dans la falaise. Cela se traduit par des vitesses de recul inférieures. Nos résultats montrent cependant que le recul le plus important, à l'échelle saisonnière, s'est produit à l'hiver 2011 à Pointe-Lebel. Cela est possiblement attribuable au fait qu'il y a eu des précipitations sous forme liquide au début de l'hiver 2011 et qu'il y a eu un certain délai avant que la neige puisse bien s'implanter dans la falaise, dont la structure litho-stratigraphique permet aux coulées boueuses liées au dégel, à la cryoclastie et à la suffosion de se produire.

Sans regard à l'orientation des falaises par rapport au rayonnement solaire, Bernatchez (2003) observe que les parois verticales au début de l'hiver reculent plus rapidement car elles accumulent moins de neige, ce que nos résultats montrent également puisque les falaises de Rivière Saint-Jean, de Baie Saint-Ludger et de la portion nord de la tourbière de Betsiamites ont enregistré des reculs importants l'hiver. Les conclusions de Hall (2004) démontrent aussi que la verticalité des parois assure une meilleure insolation estivale, accentuant ainsi l'efficacité de la dessiccation, particulièrement sur les pentes orientées vers le sud et l'ouest, comme c'est le cas à Rivière Saint-Jean. La verticalité des falaises est donc un aspect fondamental par rapport aux reculs mesurés puisque d'une part, elle empêche la côte de se doter d'un isolant contre l'érosion (neige en hiver, végétation en été) et d'autre part, elle augmente l'efficacité des processus qui maintiennent le profil vertical (cryoclastie, coulées boueuses et dessiccation).

L'orientation des parois par rapport aux vents dominants diffère aussi entre les sites. À Betsiamites, Pointe-Lebel, Rivière Saint-Jean et Kegaska, la côte est orientée de sorte que les vents dominants soufflent depuis l'intérieur des terres, ce qui peut mener à la formation d'une corniche de neige dans le haut des falaises et/ou à l'accumulation de la neige dans les falaises, surtout lorsque la végétation est basse et la falaise peu abrupte, ce que nous avons observé dans la portion sud du site de Betsiamites et à Pointe-Lebel. Bernatchez *et al.* (2008) et Daigneault (2001) notaient eux aussi que les vents influencent grandement les conditions d'enneigement des falaises côtières, ce qui a des implications sur l'efficacité des processus géomorphologiques terrestres puisque la neige est considérée comme un bon isolant thermique et sa présence dans les falaises réduit le nombre de cycle de gel/dégel. Bernatchez et Dubois (2008) ont relaté avoir enregistré des cycles de gel/dégel à des températures aussi basses que -23°C sur des falaises argileuses orientées plein sud et sans couverture nivale dans la région de Ragueneau.

Par ailleurs, ce sont principalement les expositions aux vents forts dans la direction des plus longs fetchs (Amin et Davidson-Arnott, 1995; Manson, 2002) ou les expositions aux vents et aux vagues lors des tempêtes (Allan et Komar, 2006; Dubois et Lessard, 1986; Forbes *et al.*, 2004) qui sont considérés comme déterminants sur les taux d'érosion. Les auteurs rapportent que dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent, les tempêtes se produisent surtout selon une direction est-nord-est et est (Bernatchez, 2003; Forbes *et al.*, 2004). En ce sens, le site de Betsiamites est particulièrement vulnérable (il a connu un épisode d'érosion intense suite à la tempête du 6 décembre 2010), de même que les sites de Baie Saint-Ludger et de Kegaska, qui sont orientés vers le sud-est. Par contre, étant donné sa base silteuse, Baie Saint-Ludger est de toute manière moins sensible aux vagues de tempête, tel qu'en témoigne le recul faible mesuré après la tempête du 6 décembre 2010. Pour le site de Kegaska, l'orientation de la côte fait en sorte qu'il est soumis aux houles de l'Atlantique via le détroit de Cabot et donc à des conditions hydrodynamiques qui peuvent être intenses (Sala et Long, 1989). Les conditions hydrodynamiques sont presque toujours énergiques au site de Rivière Saint-Jean, dont la plage est étroite et qui possède de longs fetchs dans les directions OSO et SO, ces derniers pouvant provoquer des houles d'une hauteur moyenne de 2m et pouvant atteindre 4-5 mètres lors des tempêtes (Ross et Long, 1989). Ainsi, le site de Pointe-Lebel

apparaît comme étant le moins exposé par rapports aux vents dominants et aux vagues de tempêtes ce qui, combiné à son type de litho-stratigraphie (base silteuse peu affectée par les vagues), peut expliquer sa meilleure végétalisation, la présence d'une terrasse de plage et ses taux de recul historiques et récents qui sont les plus faibles.

5.1.4 Éléments morphologiques/sédimentologiques liés à la plage

Nos résultats montrent que deux des cinq sites étudiés ont des taux d'érosion relativement faibles et peu variables dans le temps. Il s'agit des sites de Pointe-Lebel et de Kegaska. Leur évolution semble étroitement liée à l'état de la plage qui leur fait face, une variable qui est elle aussi modifiée au cours des années et des saisons. Dans le cas de Pointe-Lebel, Bernatchez (2003) et Hardy *et al.* (1998) ont déjà procédé à une évaluation des taux d'érosion historiques en tenant toutefois compte d'un nombre réduit d'intervalle d'évolution côtière. Bernatchez (2003) mesurait un recul moyen annuel variant entre -0,1 m/an et -0,5 m/an entre 1931 et 1996 alors que Hardy *et al.* (1998) affirmaient que les talus étaient restés stables pour la même période. Dans notre cas, les reculs moyens mesurés étaient compris entre -0,09 m/an et -0,73 m/an, ce qui est assez cohérent avec les résultats obtenus par Bernatchez (2003) compte tenu que nous avons une plus grande résolution spatiale et temporelle.

Ce dernier auteur a suggéré l'effet de la largeur de la plage et de la présence d'une terrasse de plage au bas des falaises sur l'état de ces dernières, une information dont n'a cependant pas tenu compte Hardy *et al.* (1998). En effet, Bernatchez (2003) a constaté que devant les falaises vives, la plage était relativement étroite alors que devant les falaises semi-végétalisées à végétalisées, la couverture de sable était beaucoup plus épaisse. La capacité de la plage à atténuer l'action des vagues et à les empêcher d'atteindre le pied des falaises augmentait avec l'élargissement de la plage et avec la présence d'une terrasse de plage. Ainsi, les falaises pouvaient atteindre un certain équilibre gravitaire puisque les sédiments érodés au sommet et à la face des falaises n'étaient pas évacués vers la mer.

L'effet stabilisateur d'une plage large, particulièrement sa capacité à moduler l'action des vagues, est constaté de manière assez généralisée dans la littérature, les vagues étant souvent associées au principal mécanisme d'érosion des côtes à dépôts meubles et qui peuvent être

jusqu'à deux fois plus efficaces que tous les autres processus confondus (Ruggiero *et al.*, 2001; Wilcock *et al.*, 1998). Lee *et al.* (2001) ont proposé un modèle probabiliste pour expliquer l'activité des mouvements de masse en bordure côtière dont les entrées sont exclusivement liées aux conditions hydrodynamiques (vagues, niveau d'eau) et à la plage (profil de plage). Everts (1991) a relaté qu'une plage large de 20 à 30 mètres offrirait une protection significative à la côte tandis qu'une plage de plus de 60 mètres offrirait une protection complète. De son côté, Lee (2008) a observé une augmentation non linéaire des taux d'érosion moyens avec la diminution de l'aire du profil au dessus de la limite moyenne des hautes eaux à l'échelle décennale. Selon l'aire initiale du profil, un petit changement dans le niveau de la plage peut affecter grandement les taux de recul des falaises meubles. L'auteur constate aussi que les plages étroites ont des taux d'érosion élevés, mais variables, alors que les plages larges sont associées à des taux de recul plus faibles, mais plus constants.

Toutes ces observations sont assez cohérentes avec nos résultats. En effet, à Pointe-Lebel, le plus fort recul (0,43 m/an) s'est opéré entre 1972 et 1979, période pendant laquelle la terrasse de plage s'est érodée sur une longueur de 145m et la plage s'est réduite de 5 à 15 mètres de large selon les endroits. Par contre, malgré la reconstruction de cette terrasse et l'élargissement de la plage dans les années subséquentes, des taux de recul relativement importants ont tout de même été mesurés, entre autre pour l'intervalle 1987-1996. En effet, un recul moyen de 0,34 m/an a été mesuré alors que la terrasse de plage s'est allongée de 300 mètres et la plage s'est élargie de 5 à 15 mètres entre ces années. Cela confirme que d'autres processus géomorphologiques ont lieu simultanément à l'action des vagues et que cette action n'est pas dominante pour ce type de côte, considérant sa litho-stratigraphie.

À Kegaska, les différences s'observent dans le temps. En effet, l'intervalle 1965-1979 est marqué par une diminution de la largeur de la plage d'une dizaine de mètres. C'est également la période où les taux de recul moyens sont les plus élevés (-0,76 m/an) et les plus variables. Au contraire, entre 1931 et 1948, période où la plage et la côte sont restés très similaires, le recul a été faible (0,18 m/an) et peu variable. Il en est de même pour les autres intervalles d'évolution côtière à l'exception de l'intervalle 1997-2005 qui agit un peu différemment. En effet, il y a une assez grande variabilité des taux d'érosion et ils sont relativement élevés (0,37 m/an), et ce malgré l'établissement d'une terrasse de plage et d'une plage large d'une

soixantaine de mètres. En s'y attardant, nous remarquons que les valeurs élevées sont mesurées dans les sections sans terrasse de plage à l'ouest du site, alors qu'à l'est de la tourbière où se trouvent les terrasses, les valeurs sont faibles et plus homogènes spatialement. Par ailleurs, il est intéressant de constater qu'à Kegaska, une largeur de plage de 60 mètres n'est pas suffisante pour assurer la protection complète de la côte, dont les vagues sont un processus dominant pour son évolution.

Dans le cas des sites de Betsiamites, de Baie Saint-Ludger et de Rivière Saint-Jean, la relation entre la largeur de la plage et la variabilité des taux d'érosion n'est pas toujours évidente. Par exemple, à Baie Saint-Ludger, l'épisode d'érosion le plus intense s'est produit entre 1965 et 1972, période pendant laquelle la plage s'est élargie de 3 à 10 mètres. Pourtant, entre 1987 et 1996, la deuxième période la plus érosive, la plage s'est amincie d'environ 5 mètres. Le même genre de situation s'est produit à Rivière Saint-Jean et à Betsiamites. Bref, malgré ces variations de la largeur de la plage, elle n'atteint jamais une largeur assez importante pour changer l'état de la côte, qui est restée majoritairement active à ces trois sites depuis les années 1930. Cela implique que les débris produits par l'érosion des falaises étaient toujours remobilisés par la mer assez rapidement. Pour cette raison, la largeur de la plage n'est pas identifiée comme un facteur clé de l'évolution historique de ces tourbières qui sont davantage sensibles à des paramètres climatiques ou environnementaux décrits plus loin dans ce chapitre. Il faut donc conclure que la relation entre la largeur de la plage et les vitesses de recul est probablement seulement vraie pour les régions côtières dont le principal agent de recul est l'action des vagues. Autrement, la présence d'une terrasse de plage et/ou d'une plage large est un important facteur limitant l'érosion côtière car elle se manifeste de façon marquée sur l'état des falaises. Elle a permis une végétalisation partielle à complète de certains segments des côtes de Pointe-Lebel et de Kegaska. Il en résulte un ralentissement généralisé de tous les processus d'érosion et des taux de reculs faibles.

Quelques facteurs permettent d'expliquer les variations de la largeur de la plage à l'échelle historique, dont le niveau de l'eau. À Kegaska et à Baie Saint-Ludger, le plus fort recul s'est opéré entre 1965 et 1979 et entre 1965 et 1972 respectivement, périodes pendant lesquelles de hauts niveaux d'eau ont été enregistrés, particulièrement entre 1965 et 1970, et pendant laquelle une érosion importante a été mesurée ailleurs en moyenne Côte-Nord

(Dubois et Lessard, 1986). D'autre part, une modification des sources sédimentaires peut également affecter l'état de la plage. Sur la péninsule de Manicouagan, une artificialisation progressive du littoral s'est produit pendant le XX^e siècle et en 2000, 37% des falaises, dont 59% étaient entièrement composées de sable, étaient artificialisées. Cela a induit une diminution des apports sédimentaires potentiels pour l'alimentation des plages (Bernatchez, 2003).

De plus, l'érection de barrages importants entre les années 1950 et 1980 a considérablement modifié le régime sédimentaire des estuaires et des côtes adjacentes à ces ouvrages. Sur la rivière aux Outardes, il y aurait eu une diminution des débits liquides et solide de l'ordre de 41% suite à l'harnachement du cours d'eau dans les années soixante et années soixante-dix. Cela aurait favorisé la sédimentation dans l'estuaire au détriment du littoral (Cataliotti-Valdina et Long, 1983; Long et Hart, 1987). À Rivière Saint-Jean, Lupien *et al.* (1979) ont estimé que la régularisation de la rivière réduirait le transport du sable de 35%, ce qui aurait un impact direct sur l'érosion des falaises à l'embouchure du cours d'eau.

Nous remarquons finalement qu'à Baie-Saint-Ludger et à Kegaska, il y a une diminution assez marquée des taux d'érosion après un ou deux intervalles d'évolution côtière suivant une période d'érosion particulièrement intense. À Baie-Saint-Ludger, cela s'accompagnait aussi d'un élargissement de la plage. Cela suggère un réajustement des patrons d'apport en sédiments suite à l'érosion des sables provenant de l'érosion des falaises et de leur accumulation subséquente sur la plage (Bray et Hooke, 1997; Brooks et Spencer, 2010). Il semble donc qu'à court ou à moyen termes, l'érosion prend un caractère temporel cyclique en fonction du rythme d'accumulation/évacuation des sédiments sur la plage (Colantoni, Mencucci et Nesci, 2004).

5.2 Variables climatiques

Une seconde catégorie de facteurs qui peuvent être mis en relation avec la variabilité des taux d'érosion dans le temps est celle des conditions climatiques. Celles-ci déterminent grandement les moments de recul. La section suivante explique comment elles interviennent dans la vitesse et le mode de recul des falaises à sommet tourbeux.

5.2.1 Précipitations

Les conditions climatiques auxquelles sont soumises les falaises ont été identifiées comme parmi les facteurs les plus importants pour comprendre le mode de recul des falaises à sommet tourbeux. D'une part, l'impact des précipitations liquides est mis en lien avec le contenu en eau souterraine et avec les processus d'érosion gravitaire. En effet, Calantoni *et al.* (2004) ont remarqué qu'il existait une bonne corrélation entre les événements de pluie et le glissement de blocs de roche préalablement facturée ainsi qu'avec la perte de matériaux plus fins et non consolidés qui couvrent les falaises. Shaw *et al.* (1993) ont également observé une perte de matériel par le ruissellement de surface et la percolation de l'eau dans le sol associé à des événements de fortes précipitations. Le ruissellement de sub-surface de l'eau peut aussi mener à de la suffosion, qui, en plus de provoquer directement la perte de matériel, fragilise l'intérieur des berges et les rendent susceptibles à d'autres processus géomorphologiques tels que les glissements, les écroulements et les éboulis (Barnhardt *et al.*, 2004; Bernatchez et Dubois, 2004). La teneur en eau diminue aussi la force de cohésion des matériaux et par conséquent en réduit leur résistance à l'érosion en général (Collins et Sitar, 2008; Manson, 2002). Pierre et Lahousse (2006) ont par ailleurs observé qu'en général, les taux de recul sont plus importants aux endroits où le ruissellement excède les capacités d'infiltration. Par contre, lors d'événements climatiques favorisant une hausse importante de la nappe phréatique dans les talus, la circulation de l'eau dans le sol favorise la suffosion et les mouvements de masse, faisant en sorte qu'on les associe à des taux de recul exceptionnels. Les auteurs retiennent donc que ce facteur est le plus déterminant, à long terme, de l'évolution des côtes.

Ainsi, ce sont surtout les événements extrêmes, de pluies diluviennes, qui ont retenu l'attention des chercheurs. En effet, l'intérêt vient du fait que l'on s'attend à ce qu'elles soient plus fréquentes avec ce qu'on prévoit en termes de changements climatiques (Zhang, Hogg et Mekis, 2001) et des auteurs comme Hénaff *et al.* (2002) et Bernatchez et Dubois (2004) avancent que ces événements sont parmi les causes principales des mouvements de masses qui affectent les côtes. Bernatchez *et al.* (2008) avancent aussi que les pluies diluviennes représentent le principal facteur qui gouverne l'évolution des falaises de la région de Sept-Îles, à proximité de nos sites d'étude.

Nous arrivons à un constat similaire en regard à nos intervalles d'évolution les plus érosifs. En effet, ces derniers ne coïncident pas avec les périodes où les précipitations totales annuelles et les précipitations de pluie annuelle étaient les plus fortes à aucun de nos sites. Elles correspondent cependant à des intervalles où les événements de pluies diluviennes ont été plus nombreux. À Betsiamites, le recul le plus rapide a été mesuré pour l'intervalle 1996-2005, intervalle durant lequel les événements de 50 mm et plus et de 30 mm et plus ont été les plus nombreux depuis 1967, année à partir de laquelle les données sont disponibles (Environnement Canada, 2011). À Baie Saint-Ludger et à Pointe-Lebel, ces événements ont été légèrement moins nombreux pendant les intervalles les plus érosifs. Ce sont plutôt les événements hivernaux de 25mm et plus de pluie qui les ont caractérisés et qui ont été les plus nombreux. À Rivière Saint-Jean, les périodes les plus érosives ne coïncident pas avec les périodes où les événements de précipitations diluviennes ont été les plus nombreux. Par contre, il faut cependant noter que la fréquence de ces d'événements est plus élevée qu'aux autres sites. Ainsi, même si l'intervalle 1996-2005 n'est pas celui dont le nombre d'événements de 50 mm ou 30 mm et plus s'est produit, le nombre de ces événements est le même qu'à Betsiamites. Les données concernant les événements de pluies diluviennes sont tirées de Friesinger *et al.* (2012a, b, c) et sont présentée à l'Appendice C.

Un autre phénomène important relié aux précipitations en région tempérée froide est la pluie en période hivernale. Elles favorisent les processus hydrogéologiques et cryogéniques dont les coulées boueuses, la gélifraction et la suffosion (Bernatchez *et al.*, 2008). Ces processus sont déterminants pour l'évolution du littoral car des auteurs ont observé que 65% du recul s'opérait en période hivernale pour les falaises argileuses (Bernatchez et Dubois, 2008). La pluie hivernale a surtout été abondante depuis la deuxième moitié des années 1990 sur l'ensemble de la Côte-Nord du Saint-Laurent (Environnement Canada, 2011). À Betsiamites et à Rivière Saint-Jean, des sites où les effondrements, les glissements, les processus cryogéniques et la suffosion dominent l'évolution de la côte, les intervalles d'évolution historique les plus récents sont ceux auxquels sont associés les reculs les plus rapides. Ils correspondent à une période chaude et pluvieuse en hiver. À Baie Saint-Ludger et à Pointe-Lebel, l'hiver 2011, relativement pluvieux (Environnement Canada, 2011), a été la saison la plus érosive du suivi effectué depuis juillet 2009.

L'absence de pluie s'avère également importante, particulièrement en période estivale où elle peut mener à de la dessiccation, processus qui peut provoquer jusqu'à 20% du recul total annuel pour les falaises argileuses (Bernatchez et Dubois, 2008). Elle est favorisée par une succession de pluies courtes et intenses et de périodes plus sèches et chaudes ainsi que par des variations dans la nappe phréatique. Greenwood et Orford (2008) notent aussi que la dessiccation contrôle de façon importante l'érodabilité des falaises côtières en agissant comme processus préparatoire qui fragilise la côte face à l'action de la pluie et des vagues. Ils ont aussi observé des effondrements et des éboulements provoqués par la dessiccation qui se sont opérés sans que les conditions climatiques et hydrodynamiques interviennent pour mobiliser les sédiments. À Baie Saint-Ludger et à Pointe-Lebel, respectivement 15% et 18% du recul total (entre juillet 2009 et avril 2010) s'est produit à l'été 2010, alors qu'à Betsiamites et Rivière Saint-Jean, cette proportion est réduite à 9% et 6% respectivement.

5.2.2 Températures

Les changements de température ont un effet particulièrement important en période hivernale. En effet, les cycles de gel-dégel conditionnent en partie les processus cryogéniques qui provoquent la désagrégation des matériaux qui forment les côtes et qui s'accumulent au bas des falaises (Bernatchez et Dubois, 2008; Odegard et Sollid, 1993). Les redoux hivernaux sont également des périodes où l'érosion peut être particulièrement intense par le biais de coulées boueuses ou de glissements. Manson (2002) a observé des reculs de 0,5 m et 1,6 m directement après l'un de ces événements. Ils réduisent aussi le couvert nival et l'englacement des berges, ce qui rend les côtes plus sensibles à l'action des vagues et aux processus cryogéniques (Bernatchez *et al.*, 2008).

Des températures plus élevées en période hivernale nuisent aussi à la formation et au maintien du pied de glace. Ainsi, le pied de glace ne s'est pratiquement pas formé ou maintenu à l'hiver 2010, ce qui a pu modifier les tendances saisonnières habituellement observées sur les falaises, particulièrement celles qui ont une base sableuse. Elles ont continué à être soumises aux vagues, même en hiver, ce qui se traduit par des reculs hivernaux aux bornes situées dans la partie nord du site de Betsiamites et dans la partie est du site de Rivière Saint-Jean. La présence d'un pied de glace joue également un rôle sur

l'enneigement des falaises en permettant à la neige de s'accumuler sans être évacuée à chaque marée. Cela peut donc permettre un ralentissement des processus cryogéniques dans les falaises dont l'unité prodeltaïque est mince, comme c'est le cas des basses falaises à l'extrémité ouest du site de Rivière Saint-Jean.

Le pied de glace a aussi un effet sur le transport sédimentaire sur la plage. En effet, lorsqu'il y a un pied de glace, les vagues tendent à être réfléchies au contact de ce dernier, ce qui provoque un affouillement sur le bas de plage dont la surface peut s'abaisser d'un mètre (Bernatchez et Dubois, 2004). De plus, lors de l'engel initial ou par la suite, la glace qui adhère à la plage prend en charge des matériaux à sa base qui vont ensuite être délogés et déplacés lors du dégel ou de la destruction épisodique du pied de glace (Moign, 1972). Ainsi, lors de la fonte du pied de glace au printemps, la plage est reprofilée par l'action des vagues, ce qui provoque un abaissement du haut de plage (Bernatchez et Dubois, 2004; Dionne, 1968). En l'absence du pied de glace à l'hiver 2010, ces processus n'ont pas eu lieu et la plage a pu atteindre son profil estival plus rapidement, ce qui fait en sorte que l'érosion a été modérée au printemps 2010 par rapport à ce qui s'est observé au printemps dans d'autres études.

Dans le cadre d'une étude réalisée à Ragueneau sur des segments de falaises deltaïques dont certaines possédaient des sommets tourbeux, Corriveau (2010) a mesuré 24% du recul annuel lors du dégel printanier. Sur le même site d'étude, Bernatchez et Dubois (2008) ont observé des reculs un peu plus faibles entre les mois d'avril et de juillet, qui comptaient pour seulement 14% du recul total annuel. Dans notre cas, le recul est encore plus faible, de l'ordre de 6% du recul total à Betsiamites, Pointe-Lebel et Rivière Saint-Jean. Il est cependant de 31% à Baie Saint-Ludger, mais il faut noter que le taux moyen pour cette saison est fortement influencé par le recul à une borne en particulier (PTO-56) qui avait été de 4,82 m, les autres étant presque toutes restées stables. Au début du printemps, beaucoup de débords organiques et de sédiments s'accumulent au pied des falaises en réaction à l'érosion subite en hiver, ce qui permet de les protéger temporairement. Bernatchez et Dubois (2008) ont remarqué que cette protection ne durait qu'une ou deux semaines avant d'être évacuée par la mer dans la région de Ragueneau. Lors de notre visite sur le terrain en juin 2010, de nombreux débords organiques et autres débris étaient toujours confinés au bas des falaises et nous avons mesuré

une plage large, en particulier à Betsiamites et à Pointe-Lebel, ce qui peut en partie expliquer pourquoi les taux d'érosion sont très bas.

Sur la Côte-Nord du Saint-Laurent, les températures moyennes annuelles et moyennes hivernales sont généralement au dessus des normales climatiques depuis le milieu de la décennie 1990 et ce jusqu'en 2010 (Environnement Canada, 2011). Cette période coïncide avec celle où la fréquence et l'abondance des pluies hivernales étaient les plus grandes, que nous avons déjà identifiée comme favorable à l'érosion et associée à des reculs importants. Les paramètres de température et de précipitations semblent donc agir conjointement pour fragiliser les berges et ultimement induire leur érosion. D'ailleurs, en tenant compte des taux historiques et récents, dans la plupart des cas, le recul récent a été plus important.

5.2.3 Tempêtes

S'ajoutent finalement les tempêtes, des événements ponctuels qui peuvent néanmoins provoquer une déstabilisation générale des sédiments et une érosion accrue à laquelle sont associés des taux de recul maximaux. Ainsi, des relevés effectués directement après la tempête du 6 décembre 2010 ont permis d'identifier plusieurs zones où le recul a dépassé 2 mètres en une seule saison (automne 2010) à Betsiamites et à Rivière Saint-Jean dans les zones où la base des falaises possède une unité sableuse. Les autres types de falaises ont aussi été affectés par cet événement, mais c'est principalement la suffosion qui explique l'ampleur des reculs observés, qui dépassent souvent 2 mètres également.

Les tempêtes augmentent l'énergie des vagues qui atteignent la côte, ce qui amène une augmentation de la force incidente sur les falaises. Au contraire, la force de résistance est diminuée durant ces événements, puisque les précipitations et les embruns augmentent rapidement le contenu en eau des sédiments, ce qui diminue la force de cisaillement. Les forces sont donc inversement liées, ce qui fait en sorte que les seuils d'érosion peuvent être facilement atteints pendant les tempêtes, autant à la base des falaises sableuses, par les vagues, que dans les falaises à base silteuse par les autres processus hydrogéologiques ou gravitaires. Après les tempêtes, des gradients d'écoulements souterrains peuvent se maintenir à l'intérieur des berges à des profondeurs qui varient en fonction de la présence d'infiltrations

et d'écoulements à proximité des plans de fissure présents dans les sédiments ou des surfaces de concentration associés à la perméabilité différente des unités litho-stratigraphiques. L'érosion se poursuit alors à l'intérieur et à la surface des falaises par le ruissellement et le transport gravitaire des sédiments dont le contenu en eau dépasse un certain seuil (Manson, 2002). Ce ne sont donc pas seulement les vagues qui causent le plus de dommage lors des tempêtes mais aussi les pluies abondantes (Bernatchez, 2003).

Même si nos observations aux lendemains de la tempête du 6 décembre 2010 corroborent l'hypothèse que les tempêtes peuvent provoquer des reculs soudains d'une ampleur considérable, il n'est pas clair que ces événements modulent les taux d'érosion moyens observés pour une période un peu plus longue, du moins pas pour l'ensemble des systèmes qui nous intéressent. Par exemple, à Betsiamites, l'intervalle le plus érosif (1996-2005) n'a connu qu'une seule journée de tempête avec des vents de plus de 70 km/heure, contre 12 événements entre 1967 et 1978, et 67 journées de tempête avec des vents de plus de 50 km/heure, contre 196 journées entre 1967-1978 (Appendice C). De même, à Rivière Saint-Jean, il y a eu près de 4 fois plus de journées de tempête avec des vents supérieurs à 50 km/h et près de 8 fois plus de journées avec des vents supérieurs à 70 km/h entre 1953 et 1964 qu'entre 1996 et 2005, alors que les taux d'érosion étaient environ du double pendant la période la moins agitée. Il n'y a qu'au site de Kegaska qu'un lien peut être supposé, puisque l'intervalle le plus érosif (1965-1979) inclut une période où 14 événements avec des vents de plus de 70 km/h se sont produits (entre 1971 et 1978), une fréquence qui est au moins du double par rapport aux autres intervalles d'évolution. Cette observation est intéressante puisque le site de Kegaska est le seul où les vagues ont la possibilité d'avoir une réelle efficacité sur l'ensemble des falaises et c'est donc aussi le seul qui semble être davantage contrôlé par les tempêtes.

5.3 Comparaison avec d'autres types de systèmes côtiers

Cette recherche a permis de démontrer la sensibilité des falaises à sommet tourbeux vis-à-vis de l'érosion côtière et de quantifier la perte de superficie et de volume associé à ce phénomène. Une perte annuelle variant entre 0,27 et 1,97 m²/m linéaire a été mesurée, alors que les volumes ont été compris entre 3,9 et 15,2 m³/m linéaire/an. Depuis le début des

années 1930 (1948 pour Rivière Saint-Jean), plus de 61 hectares de tourbière côtière ont été érodés et c'est un phénomène qui semble vouloir se poursuivre puisque des taux importants ont été mesurés à l'échelle récente et presque l'ensemble des côtes suivies dans le cadre de cette étude sont actives ou en voie de réactivation.

Ainsi, les importants taux de recul mesurés montrent que les falaises à sommet tourbeux sont des systèmes sensibles influencés par de multiples facteurs. Cette sensibilité était déjà pressentie depuis les 10 dernières années, puisque pour l'ensemble du Canada, une base de données sur les milieux humides a été créée par Tarnocai *et al.* (2002). Elle contient des informations à haute résolution sur la nature et la distribution des milieux humides dans le pays. Cette base de données a été conçue pour servir de base pour le suivi des effets des changements climatiques sur les milieux humides et leurs impacts sur l'environnement, y compris dans les régions côtières.

Tarnocai (2006) a d'ailleurs repris cette base de données et a calculé que la superficie totale de milieux humides à l'échelle du pays s'élève à 1,136 millions de km², ce qui représente une masse de carbone organique de 147,11 Gt. En reprenant le modèle de sensibilité développé par Kettles et Tarnocai (1999), il a évalué que 675,54 mille km² de tourbières, contenant 75,05 Gt de carbone organique, allaient être sévèrement à extrêmement sévèrement affectées par les changements climatiques (scénario 2x CO₂ actuel). La majeure partie (99%) de cette superficie et de cette masse de carbone organique se retrouve dans les régions subarctiques et boréales du pays, dont fait partie la Côte-Nord du Saint-Laurent. À ces latitudes, on s'attend à ce que les tourbières expérimentent davantage de sécheresses et de feux, causant le relâchement d'une grande quantité de carbone dans l'atmosphère. En milieu côtier, l'auteur ajoute que d'importantes superficies supplémentaires pourraient être dégradées en raison d'un rehaussement du niveau marin, lui aussi associé aux changements climatiques. Il n'a cependant pas quantifié l'apport de l'érosion côtière en termes de superficie ou de masse perdue, ce processus ne semblant pas être pris en compte dans le modèle de sensibilité originalement développé en 1999 par Kettles et Tarnocai. Celui-ci n'était construit qu'à partir de données sur l'état actuel de la végétation et du pergélisol et des changements prévus dans leur distribution si la quantité de dioxyde de carbone atmosphérique doublait.

Dans ce contexte d'agents d'érosion multiples, Tarnocai (2006) s'inquiète d'un fort effet de rétroaction positif de l'érosion des tourbières sur les modifications du climat. Shaw *et al.* (1998) avaient déjà mentionné cet effet de rétroaction dans leur rapport sur la sensibilité des côtes canadiennes au rehaussement du niveau marin, de même que la forte sensibilité des tourbières côtières de l'Atlantique, de la Baie d'Hudson et de la côte ouest du Canada à l'érosion, sans toutefois être en mesure de la quantifier.

Le fait que le carbone perdu par l'érosion des tourbières côtières ne soit pas comptabilisé dans les modèles de sensibilité aux changements climatiques vient probablement du peu d'informations actuellement disponibles dans la littérature portant spécifiquement sur ce sujet. À notre connaissance, les taux d'érosion côtière des tourbières ne font l'objet d'aucun travail particulier, mais ils sont parfois inclus dans des études plus générales. Au Québec maritime, Dubois et Lessard (1986) ont évalué le recul récent (période 1981-1985) de la tourbière de Rivière Saint-Jean à l'aide de trois bornes de mesures implantées sur le terrain. Ils ont observé des taux de recul moyens variant entre 0,1 à > 0,8 m/an avec un maximum de 2,3 mètres en 1983. Les taux de recul moyens pour les falaises de la région avoisinaient plutôt les 1 m/an. Par ailleurs, le nombre restreint de stations de mesure utilisées ne permet pas de comprendre adéquatement l'évolution de l'ensemble de la tourbière et il est difficile de généraliser les taux obtenus dans cette étude.

Bernatchez et Dubois (2008) ont étudié les taux de recul des falaises à dépôts meubles de Ragueneau, dont le faciès sédimentaire était composé d'argile, couverte de sable et puis d'une couche intertidale. Parmi les sites qu'ils ont étudié, trois étaient recouverts de dépôts tourbeux. Ils ont également eu recours aux bornes de mesures afin de quantifier les taux de reculs, qu'ils ont calculés de façon saisonnière sur une période de 5 ans (1998-2003). Les taux moyens annuels obtenus pour cette période varient entre -1,06 m et -1,36 m/an. En comparaison, les falaises adjacentes non couvertes de tourbe avaient un taux de -1,50 m/an. Leur étude montre également que le recul le plus important est en période hivernale, où entre 30 et 87% de l'érosion s'opère (ces ratios concernent uniquement les sites couverts de tourbe).

Hardy *et al.* (1998) ont utilisé l'approche du suivi historique par l'analyse comparée de différentes couvertures de photographies aériennes pour quantifier l'évolution du littoral du front de la péninsule Manicouagan, en partie colonisé par les tourbières. Pour la période 1931-1996, le secteur tourbeux de Baie-Saint-Ludger avait connu un taux de recul moyen de la ligne de rivage variant entre 1,2 et 1,5 m/an alors que les talus de Pointe-Lebel seraient restés stables. Pour l'ensemble du front de la péninsule, le taux d'érosion moyen est de 1,54 mètre.

Bernatchez (2003) a aussi quantifié le recul des côtes de la péninsule de Manicouagan. Ses résultats diffèrent par contre de ceux de Hardy *et al.* (1998) car pour la même période, il arrive à des taux variant entre -0,1 à -1,0 m/an pour le secteur de Baie Saint-Ludger et -0,2 à -0,6 m/an à Pointe-Lebel. En ce qui concerne le front de la péninsule, il aurait reculé à une vitesse variant de 0,4 à 1,35 m/an entre 1931 et 1996. Il note aussi une accélération de ces taux entre 1998 et 2001, où les taux calculés se situent entre -0,8 à -1,6 m/an. L'auteur est le seul à avoir lié l'érosion des falaises à sommet tourbeux à des processus géomorphologiques. Il a observé que ces environnements présentaient beaucoup de cicatrices de glissements de terrain et qu'ils étaient sujets à la suffosion, aux coulées boueuses et de sable sec et aux décrochements de débords organiques.

Bégin *et al.* (1989) ont quantifié l'évolution du littoral de Pointe-Escuminac, au Nouveau-Brunswick, dont 32,8% est composé de tourbe. Ils ont également eu recours aux photographies aériennes multi-dates. Leur recherche montre que pour la période 1954-1983, les côtes tourbeuses reculaient en moyenne de 1,40 m/an, ce qui faisait d'elles les plus sensibles à l'érosion. En comparaison, pour la même période, les estrans rocheux et les falaises reculaient de 0,84 m/an, les marais de 1,25 m/an et les plages sableuses de 0,82 m/an à Pointe-Escuminac.

Les constats sont donc variables. Bernatchez et Dubois (2004) ont établi un bilan des connaissances sur les taux d'érosion mesurés dans l'estuaire maritime et le golfe du Saint-Laurent. Pour les hautes falaises deltaïques de la Côte-Nord comprenant les falaises à sommet tourbeux et celles dont le sommet ne l'est pas, ils obtiennent un recul moyen de 0,5 m/an avant 1990 et 0,75 m/an après 1990 (jusqu'à 2003). De notre côté, en tenant compte de tous

les sites, nous obtenons une moyenne historique de -0,78 m/an et un recul annuel moyen pour les deux dernières années de -1,11 m/an, ce qui indique que nos sites sont plus actifs que la moyenne pour le même type de côte. Par contre, d'autres types de milieu ont subi des reculs beaucoup plus rapides. C'est notamment le cas des côtes basses et sableuses, qui se sont érodées à une vitesse moyenne de 1,1 m/an avant 1990 et de 1,95 m/an après 1990. Les côtes à marais maritime et les basses falaises argileuses se sont érodées en moyenne de 2,0 m/an et 0,85 m/an respectivement avant 1990 et de 1,4 m/an et 1,6 m/an après 1990. En outre, même si le déplacement du trait de côte est moins rapide dans le cas des hautes falaises deltaïques, la quantité de sédiments mobilisés est plus importante, d'où l'importance d'examiner l'évolution côtière également en termes de volume, ce qui a un véritable impact sur la dynamique sédimentaire.

Nos résultats montrent aussi que l'érosion des tourbières en région côtière n'est pas nécessairement liée aux conditions hydrodynamiques maritimes puisqu'une série de processus d'origine terrestre semble avoir plus d'impact sur les vitesses et sur les modes de recul. Cela implique que l'inquiétude vis-à-vis des changements climatiques ne devrait pas être exclusivement dirigée vers le rehaussement du niveau marin, mais aussi vers les changements dans le régime des températures et des précipitations, qui ont plus d'impact dans le déclenchement des processus géomorphologiques concernés.

La particularité des falaises à sommet tourbeux par rapport à celles qui ne sont pas couvertes de tourbe est une humidification presque constante des sédiments sous-jacents. Ce phénomène est lié à la suffosion, un processus géomorphologique qui s'est avéré être très efficace dans le recul du trait de côte du type de côte étudié. Il existe cependant très peu de documentation à ce sujet, ce qui porte à croire que même si la réalisation de ce processus est théoriquement possible dans d'autres milieux, leur efficacité est véritablement favorisée par la présence de tourbe (Bernatchez et Dubois, 2008), ce qui fait que sa sous représentation dans la littérature est probablement liée au peu d'intérêt que les falaises à sommet tourbeux elles-mêmes ont reçu. À eux seuls, Bernatchez (2003) estime que la suffosion et les écoulements souterrains sont responsables de la réactivation de 60% des falaises sablo-silteuses de la péninsule de Manicouagan.

Les variations de la nappe phréatique dans les secteurs tourbeux permettent également d'initier de la dessiccation dans les unités intertidales, alors que les résurgences de cette nappe au contact des sédiments prodeltaïques tendent à en diminuer l'efficacité car ils sont continuellement humides (Bernatchez et Dubois, 2008). Selon nos observations, il est vrai que la dessiccation est absente au printemps où lors de conditions météorologiques humides, mais ce processus arrive à se produire dans les sédiments prodeltaïques l'été. Cette contradiction par rapport à l'étude de Bernatchez et Dubois (2008) est probablement attribuable à la hauteur des falaises qui sont généralement plus hautes dans notre étude, ce qui fait en sorte que l'unité silto-argileuse est également plus épaisse. Ceci implique qu'il faudrait plus d'eau pour qu'elles soient humides sur toute la hauteur et la largeur des sédiments. De plus, puisque les falaises à sommet tourbeux couvrent une plus grande portion de la côte, les résurgences de la nappe sont réparties tout le long de la côte alors qu'elles avaient tendance à être plus concentrées dans la zone de tourbière dans le cas de l'étude de Bernatchez et Dubois (2008) dans la région de Ragueneau.

Un autre agent d'érosion indirect associé aux tourbières et qui les fragilise encore davantage est leur drainage, qui concentre l'eau et est responsable du déclenchement de mouvements de masse et de la formation de ravins (Bernatchez et Baker, 1995; Bernatchez et Dubois, 2004). La section est du site de Pointe-Lebel est particulièrement touchée par cette action d'origine anthropique, qui a initié la formation de plusieurs ravins dans les falaises végétalisées, qui semblent maintenant en voie de réactivation.

CONCLUSION

Ce projet mené sur les falaises à sommet tourbeux de cinq tourbières en position littorale de la Côte-Nord de l'estuaire maritime et du golfe du Saint-Laurent a permis de documenter le rythme d'évolution de ce type de système côtier, une information qui n'était pas disponible à ce jour. La difficulté d'accès ainsi que la faible valorisation de ces milieux au niveau socio-économique expliquent probablement le peu d'intérêt que ces côtes ont suscité, mais il demeure néanmoins qu'ils occupent d'importantes superficies au Québec maritime. D'un point de vue géomorphologique, la compréhension de la dynamique de ces systèmes est essentielle en regard à la disponibilité sédimentaire et à l'aménagement des littoraux alors que d'un point de vue écologique, ces milieux jouent un rôle déterminant dans le cycle biogéochimique du carbone.

Nos résultats montrent que les falaises à sommet tourbeux de la Côte-Nord du Saint-Laurent s'érodent à un rythme annuel qui varie entre -0,29 et -1,97 m/an en moyenne, mais que certains épisodes ont eu des reculs moyens qui peuvent s'étendre entre -0,21 et -3,60 m/an. Ces vitesses sont rapides et sont associées à une perte de superficie des tourbières qui s'élève à plus de 61 hectares depuis les années 1930. En regard aux changements climatiques et à l'élévation probable du niveau marin, il devenait indispensable d'être en mesure de cibler les processus et les facteurs clés qui conditionnent les taux de recul.

À cet effet, une segmentation côtière à haute résolution et des visites répétées sur le terrain ont permis de démontrer que les écoulements hydrogéologiques sont prépondérants, principalement par le biais de la suffosion, un processus peu documenté. La séquence litho-stratigraphique particulière des falaises à sommet tourbeux qui superpose des sables à des silts relativement imperméables favorise ce processus, qui provoque des reculs dont l'ampleur semble étroitement liée à l'épaisseur de l'unité sableuse. Les processus gravitaires qui affectent les falaises tels que les effondrements, les décrochements superficiels et les

glissements rotationnels sont liés à la hauteur des talus, mais leur occurrence est elle aussi reliée aux écoulements souterrains, qui provoquent entre autre la liquéfaction des minces couches de sables contenues à l'intérieur des sédiments prodeltaïques. L'importance des conditions hydrogéologiques est donc une dimension primordiale à la compréhension de l'évolution de ce type de système côtier puisque dans le contexte des changements climatiques, une hausse des précipitations serait propice à l'augmentation des taux d'érosion. Cette étude soulève donc qu'il est fondamental d'effectuer une caractérisation et une quantification précise des écoulements souterrains dans les études à venir afin de mieux appréhender le rythme de recul des falaises à sommet tourbeux.

Les conditions hivernales sont également un aspect essentiel, tels qu'en témoignent nos résultats aux sites de Baie Saint-Ludger et de Rivière Saint-Jean, qui ont connu des reculs importants en hiver. Les cycles de gel-dégel et les redoux hivernaux initient entre autre des coulées boueuses et de la cryoclastie dans les sédiments prodeltaïques, des processus qui sont plus efficaces que les vagues pour provoquer le recul de la base de la falaise dans le cas où celle-ci n'est pas composée de sable, ce qui constitue la situation la plus commune dans le cas des falaises à sommet tourbeux. Étant donné qu'avec une augmentation des températures en période hivernale, une érosion accrue de ce type de système côtier est à prévoir, il est impératif de documenter de manière précise les conditions environnementales et les seuils qui initient le déclenchement des processus géomorphologiques hivernaux.

La réalisation d'un suivi saisonnier a permis de contrevenir à une lacune fréquente dans les études qui portent sur l'érosion côtière et d'identifier avec une meilleure précision les moments de recul, qui s'échelonnent sur toute l'année. Cela nous a également permis de montrer qu'il existait différents modes de recul responsables de l'évolution des falaises à sommet tourbeux. Ce constat est particulièrement intéressant car peu d'auteurs y font référence et traitent du recul des falaises côtières comme si elles s'érodaient en un bloc sur l'ensemble d'un site, sans distinction de la variabilité spatiale des vitesses de recul et des formes observées sur le terrain. Or, tous nos sites expérimentent plus d'un mode de recul et cela nous a permis de constater que certains modes sont plus efficaces que d'autres pour déloger une grande quantité de sédiments des falaises.

Malgré l'importance de nos résultats, notre recherche soulève la pertinence d'effectuer un suivi à haute résolution temporelle dans l'optique d'identifier avec précision les moments de recul. Quelques études ont déjà commencé à élaborer des méthodes pour un suivi quotidien de l'érosion côtière (Bernatchez, Jolivet et Corriveau, 2011; Corriveau, 2010), une piste qui semble prometteuse et qu'il faudrait explorer dans l'avenir. Nous avons également remarqué que les connaissances dans le domaine des processus hydrogéologiques en milieu côtier étaient encore très limitées et notre recherche a permis d'en faire ressortir les principaux effets. Nous estimons néanmoins qu'il serait impératif d'explorer cette avenue car elle assurerait certainement l'atteinte d'une meilleure compréhension de la dynamique des falaises à sommet tourbeux, et éventuellement, sa modélisation en regard aux changements climatiques.

RÉFÉRENCES

- Allan, J. C. et Komar, P. D. 2006. «Climate Controls on US West Coast Erosion Processes». *Journal of Coastal Research*, vol. 22, no 3, p. 511-529.
- Amin, S. M. N. et Davidson-Arnott, R. G. D. 1995. «Toe Erosion of Glacial Till Bluffs - Lake Erie South Shore». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 32, no 7, p. 829-837.
- Amin, S. M. N. et Davidson-Arnott, R. G. D. 1997. «A Statistical Analysis of the Controls on Shoreline Erosion Rates, Lake Ontario». *Journal of Coastal Research*, vol. 13, no 4, p. 1093-1101.
- Barnhardt, W. A., Jaffe, B. E., Kayen, R. E. et Cochrane, G. R. 2004. «Influence of Near-Surface Stratigraphy on Coastal Landslides at Sleeping Bear Dunes National Lakeshore, Lake Michigan, USA». *Journal of Coastal Research*, vol. 20, no 2, p. 510-522.
- Bégin, Y., Arseneault, S. et Lavoie, J. 1989. «Dynamique d'une bordure forestière par suite de la hausse récente du niveau marin, rive sud-ouest du Golfe Saint-Laurent, Nouveau-Brunswick». *Géographie Physique et Quaternaire* vol. 43, no 3, p. 355-366.
- Bernatchez, P. 2000. *Évolution de la technique de restauration de la plage Maltais-Savard et analyse des composantes contrôlant la morphosédimentologie des plages dans le cadre d'un suivi environnemental, Baie Saint-Ludger, péninsule Manicouagan. Rapport au comité ZIP de la Rive Nord de l'Estuaire*, 37p.
- Bernatchez, P. 2003. «Évolution littorale Holocène et actuelle des complexes deltaïques de Betsiamites and de Manicouagan-Outardes : synthèse, processus, causes et perspectives». Thèse de doctorat, Université Laval, Québec, 460 p.
- Bernatchez, P. et Baker, N. 1995. «Analyse du littoral de la péninsule de Manicouagan». Rapport de baccalauréat, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, 122p.
- Bernatchez, P. et Dubois, J.-M. M. 2004. «Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime laurentien». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 58, no no.1, p. 45-71.
- Bernatchez, P. et Dubois, J.-M. M. 2008. «Seasonal Quantification of Coastal Processes and Cliff Erosion on Fine Sediment Shoreline in a Cold Temperate Climate, North Shore of the St. Lawrence Maritime Estuary, Québec ». *Journal of Coastal Research*, vol. 24, no 1A, p. 169-180.

- Bernatchez, P., Fraser, C., Friesinger, S., Jolivet, Y., Dugas, S., Drejza, S. et Morissette, A. 2008. *Sensibilité des côtes et vulnérabilité des communautés du golfe du Saint-Laurent aux impacts des changements climatiques*. Rapport de recherche remis au Consortium OURANOS et au FACC, 256p.
- Bernatchez, P., Jolivet, Y. et Corriveau, M. 2011. «Development of an Automated Method for Continuous Detection and Quantification of Cliff Erosion Events». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 36, no 3, p. 347-362.
- Bezerra, M. M., Moura, D., Ferreira, O. et Taborda, R. 2011. «Influence of Wave Action and Lithology on Sea Cliff Mass Movements in Central Algarve Coast, Portugal». *Journal of Coastal Research*, vol. 27, no 6A, p. 162-171.
- Bird, E. C. F. 1985. *Coastline Changes : A Global Review*. Chichester: John Wiley, 219 p.
- Bray, M. J. et Hooke, J. M. 1997. «Prediction of Soft-Cliff Retreat with Accelerating Sea-Level Rise». *Journal of Coastal Research*, vol. 13, no 2, p. 453-467.
- Brooks, S. M. et Spencer, T. 2010. «Temporal and Spatial Variations in Recession Rates and Sediment Release from Soft Rock Cliffs, Suffolk coast, UK». *Geomorphology*, vol. 124, no 1-2, p. 26-41.
- Brown, M. B. et Forsythe, A. B. 1974. «Robust Tests for Equality of Variances». *Journal of the American Statistical Association*, vol. 69, no 346, p. 364-367.
- Buteau, P. 1986. *Inventaire des tourbières de la région de Natashquan*. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, 75p.
- Cataliotti-Valdina, D. et Long, B. F. 1983. «Évolution du débit liquide et de la charge solide d'un estuaire sub-boréal: rivière Saint-Jean, Québec (côte nord du golfe du Saint-Laurent)». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 20, no 2, p. 184-194.
- Colantoni, P., Mencucci, D. et Nesci, O. 2004. «Coastal Processes and Cliff Recession between Gabicce and Pesaro (Northern Adriatic Sea): a Case History». *Geomorphology*, vol. 62, no 3-4, p. 257-268.
- Collins, B. D. et Sitar, N. 2008. «Processes of Coastal Bluff Erosion in Weakly Lithified Sands, Pacifica, California, USA». *Geomorphology*, vol. 97, no 3-4, p. 483-501.
- Comité ZIP de la rive nord de l'estuaire, 2010. *Plan d'action pour la mise en valeur et la protection de l'estuaire de la rivière Betsiamites*. Baie-Comeau, Québec, 48 p.
- Corriveau, M. 2010. «Microclimatologie et quantification des processus d'érosion de falaises deltaïques en milieu tempéré froid, Péninsule de Manicouagan, Québec». Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, 180p.

- Couper, P. 2003. «Effects of Silt-Clay Content on the Susceptibility of River Banks to Subaerial Erosion». *Geomorphology*, vol. 56, no 1-2, p. 95-108.
- Couper, P. et Maddock, I. P. 2001. «Subaerial River Bank Erosion Processes and Their Interaction with Other Bank Erosion Mechanisms on the River Arrow, Warwickshire, UK». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 26, no 6, p. 631-646.
- Daigneault, P. 2001. «Processus d'altération/érosion à l'interface océan/continent/atmosphère: aspects quantitatifs et semi-quantitatifs». Thèse de doctorat, Université Jean Monnet, Saint-Étienne, 319p.
- de la Vega-Leinert, A. C. et Nicholls, R. J. 2008. «Potential Implications of Sea-Level Rise for Great Britain». *Journal of Coastal Research*, vol. 24, no 2, p. 342-357.
- Del Rio, L. et Gracia, F. J. 2009. «Erosion Risk Assessment of Active Coastal Cliffs in Temperate Environments». *Geomorphology*, vol. 112, no 1-2, p. 82-95.
- Dias, J. M. A. et Neal, W. J. 1992. «Sea Cliff Retreat in Southern Portugal - Profiles, Processes, and Problems». *Journal of Coastal Research*, vol. 8, no 3, p. 641-654.
- Dionne, J.-C. 1968. «Morphologie et sédimentologie glacielle, littoral sud du Saint-Laurent». *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, vol. 7, p. 56-84.
- Dionne, J.-C. 2008. «Aperçu de l'âge et du taux d'accrétion verticale de tourbières de la Côte-Nord du Saint-Laurent d'après les datations au ^{14}C disponibles». *AQQUA Bulletin*, vol. 34, no 1, p. 7-11.
- Dionne, J.-C. et Brodeur, D. 1988. «Frost Weathering and Ice Action in Shore Platform Development with Particular Reference to Québec, Canada». *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, vol. 71, p. 117-130.
- Dolan, R., Fenster, M. S. et Holmes, S. J. 1991. «Temporal Analysis of Shoreline Recession and Accretion». *Journal of Coastal Research*, vol. 7, no 3, p. 723-744.
- Dolan, R., Hayden, B. et May, S. 1983. «Erosion of the U.S Shoreline». In *CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion*, sous la dir. de Komar, P. D., p. 293-320. Boca Raton (Floride): CRC Press.
- Dredge, L. A. et Thom, B. G. 1976. «Development of a Gully-Flow near Sept-Iles, Quebec». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 13, no 8, p. 1145-1151.
- Dubois, J.-M. M. 1979. «Environnements quaternaire et évolution post-glaciaire d'une zone côtière en émergence en bordure sud du Bouclier Canadien : La moyenne Côte-Nord du Saint-Laurent, Québec». Thèse de doctorat, Université d'Ottawa, 754p.

- Dubois, J.-M. M., Bernatchez, P., Bouchard, J. D., Daigneault, B., Cayer, D. et Dugas, S. 2005. *Évaluation du risque d'érosion du littoral de la Côte-Nord du Saint-Laurent pour la période de 1996-2003*. Projet pilote réalisé pour les ministères québécois de l'Environnement, de la Sécurité publique, des Affaires municipales, des Transports, des Ressources naturelles, des Régions et la Conférence régionale des élus de la Côte-Nord, 359p.
- Dubois, J.-M. M. et Lessard, G. L. 1986. «Erosion Rates and Causes, Northern Gulf of St. Lawrence, Québec, Canada». *Thalassas*, vol. 4, no 1, p. 63-70.
- Duperret, A., Taïbi, S., Mortimore, R. N. et Daigneault, M. 2005. «Effect of Groundwater and Sea Weathering Cycles on the Strength of Chalk Rock from Unstable Coastal Cliffs of NW France». *Engineering Geology*, vol. 78, no 3-4, p. 321-343.
- El-Sabh, M. I., Lie, H. J. et Koutitonsky, V. G. 1982. «Variability of the Near-Surface Residual Current in the Lower St. Lawrence Estuary». *Journal of Geophysical Research*, vol. 87, no 12, p. 9589-9600.
- Emery, K. O. et Kuhn, G. G. 1982. «Sea cliffs : Their Processes, Profiles and Classification». *Geological Society of America Bulletin* vol. 93, no 7, p. 644-654.
- Environnement Canada. 2011.
Archives nationales d'informations et de données climatiques.
http://www.climat.meteo.gc.ca/climateData/canada_f.html
- Everts, C. H. 1990. *Sediment Budget Report, Oceanside Littoral Cell. Coast of California Storm and Tidal Wave Study 90-2*. U.S. Army Corps of Engineers, 110p.
- Everts, C. H. 1991. *Seacliff Retreat and Coarse Sediment Yields in Southern California. Coastal Sediments '91*, American Society of Civil Engineers, 1586-1598.
- Forbes, D. L., Parkes, G. S., Manson, G. K. et Ketch, L. A. 2004. «Storms and Shoreline Retreat in the Southern Gulf of St. Lawrence». *Marine Geology*, vol. 210, no 1-4, p. 169-204.
- Franconi, A., Sharma, K. N. M. et Laurin, A. F. 1975. *Région des rivières Betsiamites (Bersimis) et Moisie*. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport géologique 162, 149p.
- Friesinger, S., Bernatchez, P., Denis, C., Jolivet, Y. et Dugas, S. 2012a. *Géorisques côtiers, vulnérabilité et adaptation de la communauté innue d'Ekuanitshit dans un contexte de changements climatiques*. Rapport de recherche remis au Conseil tribal Mamuitun et au ministère des Affaires autochtones et développement du Nord Canada. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski.

- Friesinger, S., Bernatchez, P., Denis, C., Jolivet, Y. et Dugas, S. 2012b. *Géorisques côtiers, vulnérabilité et adaptation de la communauté innue de Nutashkuan dans un contexte de changements climatiques*. Rapport de recherche remis au Conseil tribal Mamuitun et au ministère des Affaires autochtones et développement du Nord Canada. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski.
- Friesinger, S., Bernatchez, P., Denis, C., Jolivet, Y. et Dugas, S. 2012c. *Géorisques côtiers, vulnérabilité et adaptation de la communauté innue de Pessamit dans un contexte de changements climatiques*. Rapport de recherche remis au Conseil tribal Mamuitun et au ministère des Affaires autochtones et développement du Nord Canada. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski.
- Gaskin, S. J., Pieterse, J., Al Shafie, A. et Lepage, S. 2003. «Erosion of Undisturbed Clay Samples from the Banks of the St. Lawrence River». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 30, no 3, p. 585-595.
- Gérardin, V. et Grondin, P. 1984. *L'inventaire du Capital-Nature de la Moyenne-et-Basse-Côte-Nord*. Série de l'inventaire du Capital-Nature no.4, Ministère de l'Environnement du Québec, 155p.
- GIEC. 2007. *Bilan 2007 des changements climatiques*. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A.], GIEC, Genève, Suisse, 103p.
- Greenwood, R. O. et Orford, J. D. 2007. «Factors Controlling the Retreat of Drumlin Coastal Cliffs in a Low Energy Marine Environment - Strangford Lough, Northern Ireland». *Journal of Coastal Research*, vol. 23, no 2, p. 285-297.
- Greenwood, R. O. et Orford, J. D. 2008. «Temporal Patterns and Processes of Retreat of Drumlin Coastal Cliffs - Strangford Lough, Northern Ireland». *Geomorphology*, vol. 94, no 1-2, p. 153-169.
- Grondin, G. 1978. «Étude de la susceptibilité aux coulées d'argile». Mémoire de maîtrise, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, 108p.
- Hall, K. 2004. «Evidence for Freeze-Thaw Events and Their Implications for Rock Weathering in Northern Canada». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 29, no 1, p. 43-57.
- Hall, K., Lindgren, B. S. et Jackson, P. 2005. «Rock Albedo and Monitoring of Thermal Conditions in Respect of Weathering: Some Expected and Some Unexpected Results». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 30, no 7, p. 801-811.
- Hardy, L., Savard, J.-P. et Lalumière, R. 1998. *Mesure de protection des berges en milieux estuarien et marin*. Rapport présenté à Hydro-Québec, Poly-Géo Inc., 104p.

- Hénaff, A., Lageat, Y., Costa, S. et Plessis, E. 2002. «Le recul des falaises crayeuses du Pays de Caux : détermination des processus d'érosion et quantification des rythmes d'évolution». *Géomorphologie : relief, processus, environnement* vol. 8, no 2, p. 107-118.
- Jones, D. G. et Williams, A. T. 1991. «Statistical-Analysis of Factors Influencing Cliff Erosion Along a Section of the West Wales Coast, UK». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 16, no 2, p. 95-111.
- Jones, J. R., Cameron, B. et Fisher, J. J. 1993. «Analysis of Cliff Retreat and Shoreline Erosion - Thompson Island, Massachusetts, USA». *Journal of Coastal Research*, vol. 9, no 1, p. 87-96.
- Kettles, I. M. et Tarnocai, C. 1999. «Development of a Model for Estimating the Sensitivity of Canadian Peatlands to Climate Warming». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 53, no 3, p. 323-338.
- Kirshen, P., Watson, C., Douglas, E., Gontz, A., Lee, J. et Tian, Y. 2008. «Coastal Flooding in the Northeastern United States Due to Climate Change». *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, vol. 13, no 5-6, p. 437-451.
- Koutitonsky, V. G., Long, B., Lefaivre, D. et Sala, M. 1991. «The Influence of Hydrodynamical Processes on Sediment Transport in the Northern Gulf of St. Lawrence». *Continental Shelf Research*, vol. 11, no 8-10, p. 1209-1991.
- Koutitonsky, V. G., Wilson, R. E. et El-Sabh, M. I. 1990. «On the Seasonal Response of the Lower St Lawrence Estuary to Buoyancy Forcing by Regulated River Runoff». *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 31, no 4, p. 359-379.
- Lawler, D. M. 1986. «River Bank Erosion and the Influence of Frost: A Statistical Examination». *Transactions of the institute of British geographers*, vol. 11, no 2, p. 227-242.
- LDGIZC, 2011. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski.
- Lee, E. M. 2008. «Coastal Cliff Behaviour: Observations on the Relationship Between Beach Levels and Recession Rates». *Geomorphology*, vol. 101, no 4, p. 558-571.
- Lee, E. M., Hall, J. W. et Meadowcroft, I. C. 2001. «Coastal Cliff Recession: the Use of Probabilistic Prediction Methods». *Geomorphology*, vol. 40, no 3-4, p. 253-269.
- Lee, E. M., Meadowcroft, L. C., Hall, J. W. et Walkden, M. 2002. «Coastal Landslide Activity: a Probabilistic Simulation Model». *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, vol. 61, no 4, p. 347-355.

- Lim, M., Rosser, N. J., Petley, D. N. et Keen, M. 2011. «Quantifying the Controls and Influence of Tide and Wave Impacts on Coastal Rock Cliff Erosion». *Journal of Coastal Research*, vol. 27, no 1, p. 46-56.
- Long, A. J. et Hart, B. 1987. *Synthèse des travaux sur l'estuaire aux Outardes*. INRS-Océanologie, Rimouski, Rapport à Hydro-Québec, 60p.
- Lupien, Rosenberg et Ass. 1979. *Projet d'aménagement de la Romaine : étude géomorphologique*. Rapport à Hydro-Québec, Montréal, 139p.
- Manson, G. K. 2002. «Subannual Erosion and Retreat of Cohesive Till Bluffs, McNab's Island, Nova Scotia». *Journal of Coastal Research*, vol. 18, no 3, p. 421-432.
- Marques, F. 2008. «Magnitude-Frequency of Sea Cliff Instabilities». *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 8, no 5, p. 1161-1171.
- McCulloch, M. M., Forbes, D. L., Shaw, J. et CCAF (Climate Change Action Fund), a. A. S. T. 2002. *Coastal Impacts of Climatic Change and Sealevel Rise on Prince Edward Island: Synthesis Report & Supporting Documents*. Geological Survey of Canada, Dartmouth, 62p.
- McGreal, W. S. 1979. «Cliffline Recession near Kilkeel N. Ireland; an Example of a Dynamic Coastal System». *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, vol. 61, no 3/4, p. 211-219.
- Ministère du développement durable, de l'environnement et des parcs (MDEEP). 2002. Liste des bassins versants.
<http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/bassinversant/bassins/>
- Miller, R. G. 1981. *Simultaneous Statistical Inference*. New York: Springer, 299p.
- Ministère des Richesses Naturelles, 1971. *Annuaire hydrologique AH12*. Service de l'hydrométrie, Environnement Québec.
- Moign, Y. 1972. «Étude dynamique d'une plage subarctique : Sept-Iles». Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 303 p.
- Monnet, A. 1998. «Boulance, érosion interne, renard. Les instabilités sous écoulement.». *Revue Française de Géotechnique*, vol. 82, no 1, p. 3-10.
- Morissette, A. 2007. «Évolution côtière haute résolution de la région de Longue-Rive-Forestville, Côte-Nord de l'estuaire maritime du Saint-Laurent, Québec». Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, 179p.

- Odegard, R. S. et Sollid, J. L. 1993. «Coastal Cliff Temperatures Related to the Potential for Cryogenic Weathering Processes, Western Spitsbergen, Svalbard». *Polar Research*, vol. 12, no 1, p. 95-106.
- Paskoff, R. P. 2004. «Potential Implications of Sea-Level Rise for France». *Journal of Coastal Research*, vol. 20, no 2, p. 424-434.
- Payette, S. et Rochefort, L. 2001. *Écologie des tourbières du Québec - Labrador*. Québec: Presses de l'Université Laval, 644p.
- Pêches et Océans Canada. 2008.
Marée, courants et niveau d'eau.
<http://www.lau.chs-shc.gc.ca/french/Canada.shtml>
- Peel, M. C., Finlayson, B. L. et McMahon, T. A. 2007. «Updated World Map of the Köppen-Geiger Climate Classification». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 11, no 5, p. 1633-1644.
- Pierre, G. 2005. «Structure et évolution des falaises gréseuses et argileuses du cap Gris-Nez (Boulonnais, France)». *Géomorphologie, Relief, Processus, Environnement*, vol. 2005|2006, no 4, p. 297-310.
- Pierre, G. 2006. «Processes and Rate of Retreat of the Clay and Sandstone Sea Cliffs of the Northern Boulonnais (France)». *Geomorphology*, vol. 73, no 1-2, p. 64-77.
- Pierre, G. et Lahousse, P. 2006. «The Role of Groundwater in Cliff Instability: an Example at Cape Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France)». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 31, no 1, p. 31-45.
- Ploeg, J. 1971. *Wave climate study, Great Lakes and Gulf of St. Lawrence*. National research Council of Canada, Division of Mechanical Engineering, 160p.
- Quinn, J. D., Rosser, N. J., Murphy, W. et Lawrence, J. A. 2010. «Identifying the Behavioural Characteristics of Clay Cliffs Using Intensive Monitoring and Geotechnical Numerical Modelling». *Geomorphology*, vol. 120, no 3-4, p. 107-122.
- Raynald, M. 1977. *Étude géologique et géotechnique des rives de l'estuaire de la rivière aux Outardes (Comté de Saguenay)*. Rapport présenté à Hydro-Québec, Direction Projets de centrales, Service Géologie et géotechnique, 25p.
- Richards, K. S. et Lorriman, N. R. 1987. «Basal Erosion and Mass Movement». In *Slope Stability*, sous la dir. de Anderson, M. G. et Richards, K. S., p. 331-357. New York: Wiley.

- Rinaldi, M., Casagli, N., Dapporto, S. et Gargini, A. 2004. «Monitoring and Modelling of Pore Water Pressure Changes and Riverbank Stability during Flow Events». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 29, no 2, p. 237-254.
- Ross, N. et Long, B. F. 1989. «Évolution morpho-sédimentaire de la barre de déferlement: un exemple dans le golfe du Saint-Laurent, Québec». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 43, no 3, p. 377-386.
- Royston, P. 1995. «A Remark on Algorithm AS-181 - The W-Test For Normality». *Applied Statistics-Journal of the Royal Statistical Society Series C*, vol. 44, no 4, p. 547-551.
- Ruggiero, P., Komar, P. D., McDougal, W. G., Marra, J. J. et Beach, R. A. 2001. «Wave Runup, Extreme Water Levels and the Erosion of Properties Backing Beaches». *Journal of Coastal Research*, vol. 17, no 2, p. 407-419.
- Rydin, H. et Jeglum, J. 2006. *The Biology of Peatlands*. Oxford: Oxford University Press, 343p.
- Sala, M. et Long, B. 1989. «Évolution des structures deltaïques du delta de la rivière Natashquan, Québec». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 43, no 3, p. 311-323.
- Sharma, K. N. M. et Franconi, A. 1975. *Région des rivières Magpie, Saint-Jean, Romaine (Grenville 1970)*. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport géologique 163, 73p.
- Shaw, J., Taylor, R. B. et Forbes, D. L. 1993. «Impact of the Holocene Transgression on the Atlantic Coastline of Nova Scotia». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 47, no 2, p. 221-238.
- Shaw, J., Taylor, R. B., Forbes, D. L., Ruz, M.-H. et Solomon, S. 1998. *Sensitivity of the Coasts of Canada to Sea-Level Rise*. Ressources Naturelles Canada, Commission Géologique du Canada, 79 p.
- Simard, A. 1976. *Tourbières du canton de Manicouagan*. Ministère des ressources naturelles du Québec, Direction Générale des Mines, 211p.
- Small, C. et Nicholls, R. J. 2003. «A Global Analysis of Human Settlement in Coastal Zones». *Journal of Coastal Research*, vol. 19, no 3, p. 584-599.
- Smith, G. C., Saucier, F. J. et Straub, D. 2006. «Estuary to External Forcing in Winter». *Journal of Physical Oceanography* vol. 36, no 8, p. 1485-1501.
- Sterr, H. 2008. «Assessment of Vulnerability and Adaptation to Sea-Level Rise for the Coastal Zone of Germany». *Journal of Coastal Research*, vol. 24, no 2, p. 380-393.

- Stockwell, C. H., McGhynn, J. C., Emslie, R. F., Sanford, E. V., Norris, A. W., Donaldson, W. F., Fahrig, W. F. et Currie, K. L. 1970. «Geology of the Canadian Shield». In *Geology and Economic Minerals of Canada*, sous la dir. de Douglas, R. J. W., p. 121-150. Ottawa: Geological Survey of Canada.
- Stott, T. 1997. «A Comparison of Stream Bank Erosion Processes on Forested and Moorland Streams in the Balquhider Catchments, Central Scotland». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 22, no 4, p. 383-399.
- Tarnocai, C. 2006. «The Effect of Climate Change on Carbon in Canadian Peatlands». *Global and Planetary Change*, vol. 53, no 4, p. 222-232.
- Tarnocai, C., Kettles, I. M. et Lacelle, B. 2002. *Peatlands of Canada Database*. Geological Survey of Canada, Open file 4002, digital database.
- Thieler, E. R., Martin, D. et Ergul, A. 2003. *The Digital Shoreline Analysis System, Version 2.0: Shoreline Change Measurement Software Extension for ArcView*. USGS U.S. Geological Survey Open-File Report 03-076
- Trenhaile, A. S. 2011. «Predicting the Response of Hard and Soft Rock Coasts to Changes in Sea Level and Wave Height». *Climatic Change*, vol. 109, no 3-4, p. 599-615.
- Trenhaile, A. S. et Mercan, D. W. 1984. «Frost Weathering and the Saturation of Coastal Rocks». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 9, no 4, p. 321-331.
- Wilcock, P. R., Miller, D. S., Shea, R. H. et Kerkin, R. T. 1998. «Frequency of Effective Wave Activity and the Recession of Coastal Bluffs: Calvert Cliffs, Maryland». *Journal of Coastal Research*, vol. 14, no 1, p. 256-268.
- Yandell, B. S. 1997. *Practical Data Analysis for Designed Experiments*. Londres: Chapman & Hall., 440.
- Zhang, X. B., Hogg, W. D. et Mekis, E. 2001. «Spatial and Temporal Characteristics of Heavy Precipitation Events over Canada». *Journal of Climate*, vol. 14, no 9, p. 1923-1936.

APPENDICE A

RÉSULTATS DES TESTS STATISTIQUES

Cet appendice présente les résultats des tests d'analyses de variance à un critère de classification effectués pour comparer les taux de recul des différents intervalles d'évolution côtière ainsi que les tests Post-Hoc générés pour déterminer quels intervalles étaient différents. Au préalable, nous avons réalisé des tests de Shapiro-Wilk pour vérifier la normalité des distributions et un test de Levene pour vérifier l'homoscédasticité des données, deux conditions d'applications aux ANOVA.

Site de Betsiamites

Résultat de l'ANOVA : 11.770

Seuil de confiance : 3.238e-10

Tableau A. 1 Résultats des tests de normalité (Shapiro) et d'homoscédacité (Levene) pour les taux de recul historiques du site de Betsiamites

Périodes	Test Shapiro	Test Levene
1931-1950	0,006	0,000
1950-1964	0,124	0,000
1964-1979	0,010	0,000
1979-1987	0,000	0,000
1987-1996	0,000	0,000
1996-2005	0,082	0,000

Tableau A. 2 Résultats des tests post-hoc de l'ANOVA réalisé entre les intervalles d'évolution côtière du site de Betsiamites

Périodes	1931-1950	1950-1964	1964-1979	1979-1987	1987-1996	1996-2005
1931-1950		0,577	0,998	0,901	0,999	0,000
1950-1964			0,320	0,082	0,813	0,001
1964-1979				0,988	0,968	0,000
1979-1987					0,706	0,000
1987-1996						0,000
1996-2005						

Site de Baie Saint-Ludger

Résultat de l'ANOVA : 20.910

Seuil de confiance : $< 2.2e-16$

Tableau A. 3 Résultats des tests de normalité (Shapiro) et d'homoscédacité (Levene) pour les taux de recul historiques du site de Baie Saint-Ludger

Périodes	Test Shapiro	Test Levene
1931-1965	0,038	0,001
1965-1972	0,021	0,001
1972-1979	0,071	0,001
1979-1982	0,241	0,001
1982-1987	0,041	0,001
1987-1996	0,474	0,001
1996-2005	0,060	0,001

Tableau A. 4 Résultats des tests post-hoc de l'ANOVA réalisé entre les intervalles d'évolution côtière du site de Baie Saint-Ludger

Périodes	1931-1965	1965-1972	1972-1979	1979-1982	1982-1987	1987-1996	1996-2005
1931-1965		0,000	0,888	0,999	0,999	0,000	0,086
1965-1972			0,000	0,000	0,000	0,009	0,000
1972-1979				0,985	0,988	0,001	0,687
1979-1982					1,000	0,000	0,210
1982-1987						0,000	0,221
1987-1996							0,153
1996-2005							

Site de Pointe-Lebel

Résultat de l'ANOVA : 1.2349

Seuil de confiance : 0.2884

Tableau A. 5 Résultats des tests de normalité (Shapiro) et d'homoscédacité (Levene) pour les taux de recul historiques du site de Pointe-Lebel

Périodes	Test Shapiro	Test Levene
1931-1965	0,413	0,015
1965-1972	0,000	0,015
1972-1979	0,000	0,015
1979-1982	0,000	0,015
1982-1987	0,000	0,015
1987-1996	0,000	0,015
1996-2005	0,001	0,015

Site de Rivière Saint-Jean

Résultat de l'ANOVA : 28,586

Seuil de confiance : $< 2.2e-16$

Tableau A. 6 Résultats des tests de normalité (Shapiro) et d'homoscédacité (Levene) pour les taux de recul historiques du site de Rivière Saint-Jean

Périodes	Test Shapiro	Test Levene
1948-1967	0,030	0,004
1967-1976	0,001	0,004
1976-1983	0,001	0,004
1983-1989	0,000	0,004
1989-1997	0,056	0,004
1997-2005	0,023	0,004

Tableau A. 7 Résultats des tests post-hoc de l'ANOVA réalisé entre les intervalles d'évolution côtière du site de Rivière Saint-Jean

Périodes	1948-1967	1967-1976	1976-1983	1983-1989	1989-1997	1997-2005
1948-1967		0,015	0,070	0,801	0,026	0,000
1967-1976			0,960	0,000	0,000	0,000
1976-1983				0,000	0,000	0,000
1983-1989					0,321	0,000
1989-1997						0,144
1997-2005						

Site de Kegaska

Résultat de l'ANOVA : 28.255

Seuil de confiance : $< 2.2e-16$

Tableau A. 8 Résultats des tests de normalité (Shapiro) et d'homoscédacité (Levene) pour les taux de recul historiques du site de Kegaska

Périodes	Shapiro.test	Levene.test
1930-1948	0,000	0,000
1948-1965	0,000	0,000
1965-1979	0,000	0,000
1979-1982	0,000	0,000
1989-1997	0,000	0,000
1997-2005	0,000	0,000

Tableau A. 9 Résultats des tests post-hoc de l'ANOVA réalisé entre les intervalles d'évolution côtière du site de Kegaska

Périodes	1930-1948	1948-1965	1965-1979	1979-1989	1989-1997	1997-2005
1930-1948		0,024	0,000	0,021	0,791	0,007
1948-1965			0,000	1,000	0,458	0,999
1965-1979				0,000	0,000	0,000
1979-1989					0,429	0,999
1989-1997						0,245
1997-2005						

APPENDICE B

BORNES DE MESURES DU SITE DE RIVIÈRE SAINT-JEAN (2000-2009)

Cet appendice présente les valeurs de recul annuelles mesurées par le Laboratoire de Dynamique et de Gestion Intégrée des Zones Côtières (LDGIZC, 2011) sur les bornes implantées à Rivière Saint-Jean depuis 2000.

Tableau B. 1 Valeurs de recul des bornes de Rivière Saint-Jean entre 2000 et 2009

Bornes	2000-2001	2001-2002	2002-2003	2003-2004	2004-2005	2005-2006	2006-2007	2007-2008	2008-2009	Taux moyen
MIN-105A	-3,57	-8,98	0,00	nd	-2,53	-9,42	nd	nd	-3,60	-4,68
MIN-106	-2,17	-6,38	-9,15	nd	-0,81	-8,69	-5,51	-3,09	-3,20	-4,88
MIN-107	-4,95	-1,40	-1,00	nd	-3,63	-3,17	-8,55	-5,00	-2,35	-3,76
MIN-108	na	-2,00	-3,70	nd	-3,44	-1,21	-6,36	-3,04	-6,25	-3,71
MIN-109A	na	0,00	-3,00	2,80	-5,11	-3,19	nd	nd	-0,91	-1,57
MIN-110A	-3,77	-2,98	nd	nd	-1,69	-0,96	-1,59	-3,76	-1,90	-2,38
MIN-111A	-2,67	-2,78	nd	nd	-2,53	-3,87	-1,07	-0,32	-1,95	-2,17
MIN-112	-4,12	-0,45	-6,17	-2,80	-3,60	-2,05	0,00	-0,10	-0,85	-2,24
MIN-113	-1,70	-4,10	-2,20	-2,60	-7,00	-2,90	-2,20	-2,10	-0,42	-2,80
MIN-114	-4,20	-5,50	-7,27	-7,32	-4,90	-1,42	-2,00	-1,42	-9,85	-4,88
MIN-115	-1,47	-7,68	-6,82	0,00	-2,18	-0,72	0,00	-2,50	-8,80	-3,35
MIN-116	-3,10	-9,10	-2,65	-5,60	-3,57	0,00	-3,06	-2,34	-4,08	-3,72
MIN-117	-2,17	-13,68	-5,12	-5,05	-0,65	-7,75	-2,21	-3,19	-5,80	-5,07
MIN-118A	-2,60	-3,80	-12,65	-4,62	-5,30	-2,14	0,00	nd	-2,80	-4,24
MIN-119A	-3,10	-3,07	-3,30	-5,20	-4,31	-1,71	-2,04	nd	-1,00	-2,97
MIN-120	-4,07	-3,98	-5,87	-5,97	-2,30	0,00	-6,40	-2,67	-2,70	-3,77
MIN-121	-1,20	-4,00	-4,30	-4,70	-2,16	-2,04	-3,26	-2,19	-0,65	-2,72
MIN-121A	-1,20	-4,00	-4,30	-4,70	-2,16	-2,04	-3,26	-2,19	-0,65	nd
MIN-122	-1,80	-3,20	-2,50	-2,10	-1,91	-1,58	-2,32	-2,78	-1,50	-2,19
MIN-123	-0,90	-4,40	-2,40	-2,50	-1,86	-5,71	-3,16	-3,14	-1,40	-2,83
MIN-124	-0,30	-2,70	-1,10	-2,70	-1,55	-1,20	-2,51	0,00	-3,94	-1,78
MIN-125	-1,20	-0,60	-1,90	-1,80	-1,30	-2,05	-0,47	-2,18	-2,78	-1,59
MIN-126	-0,10	0,00	-0,90	-1,90	0,00	0,00	-0,08	nd	-2,45	-0,68

APPENDICE C

DONNÉES HISTORIQUES SUR LES PLUIES DILUVIENNES ET LES TEMPÊTES

Cet appendice présente les données historiques sur les événements de pluies diluviennes et de tempêtes pour les stations météorologiques de Baie-Comeau, Sept-Iles et Natashquan. Elles sont tirées de (Friesinger *et al.*, 2012a, b, c) et elles sont représentées de manière à correspondre le plus possible aux intervalles d'évolution côtière utilisés dans le cadre de cette étude pour faire le suivi historique des taux d'érosion.

Pluies diluviennes

Tableau C. 1 Données sur les pluies diluviennes, station météorologique de Baie-Comeau

PRÉCIPITATIONS DILUVIENNES		Intervalles d'évolution côtière				
Paramètres climatiques		1967-1978	1979-1986	1987-1995	1996-2005	2006-2010
Précipitations diluviennes	Somme des événements de 50 mm et plus	5	2	2	6	4
	Somme des événements de 30 mm et plus	27	29	27	30	22
	Maximum atteint en 24 heures	60,5 (mars 1975)	58,0 (août 1980)	65,8 (oct. 1991)	89,4 (juil. 1996)	106,5 (avril 2008)
	Somme des événements printaniers de 30 mm et plus (mars, avril, mai)	6	10	5	4	2
	Maximum atteint en 24 heures	60,5 (mars 1975)	56,8 (avril 1983)	47,8 (mars 1992)	56 (mai 1999)	106,5 (avril 2008)
	Somme des événements hivernaux de 25 mm et plus	5	2	3	4	4
	Maximum atteint en 24 heures	34,0 (déc. 1973)	35,1 (fév. 1981)	50,2 (janv. 1992)	52,4 (fév. 1996)	31,0 (déc. 2008)

Tableau C. 2 Données sur les pluies diluviennes, station météorologique de Sept-Iles

PRÉCIPITATIONS DILUVIENNES		Intervalles d'évolution côtière								
Paramètres climatiques		1945- 1949	1950- 1964	1965- 1969	1970- 1978	1979- 1981	1982- 1986	1987- 1995	1996- 2005	2006- 2010
Précipitations diluviennes (mm)	Somme des événements de 50 mm et plus	1	9	6	6	0	2	7	6	5
	Somme des événements de 30 mm et plus	14	43	27	33	18	16	38	30	25
	Maximum atteint en 24 heures	84,8 (juil. 1945)	96,3 (sept. 1953)	114,6 (nov. 1966)	98,6 (sept. 1972)	48,0 (avril 1979)	56,4 (sept. 1986)	84,6 (sept. 1994)	59,5 (juin 2004)	83,5 (oct. 2008)
	Somme des événements printanier de 30 mm et plus	3	5	3	7	7	4	4	2	3
	Maximum atteint en 24 heures	49,0 (mai 1948)	69,6 (mai 1963)	36,8 (mai 1966)	74,9 (avril 1973)	48,0 (avril 1979)	44,2 (avril 1984)	39,8 (avril 1994)	40,1 (avril 2005)	40,5 (mai 2010)
	Somme des événements hivernaux de 25 mm et plus	3	4	2	3	2	1	3	3	1
	Maximum atteint en 24 heures	28,7 (janv. 1945)	42,9 (déc. 1950)	88,6 (fév. 1968)	32,5 (déc. 1973)	30,1 (fév. 1981)	31,2 (janv. 1983)	59,8 (déc. 1987)	57,4 (déc. 1996)	26,8 (janv. 2006)

Tableau C. 3 Données sur les pluies diluviennes, station météorologique de Natashquan

PRÉCIPITATIONS DILUVIENNES		Intervalles d'évolution côtière						
Paramètres climatiques		1930-1947	1948-1964	1965-1978	1979-1988	1989-1996	1997-2005	2006-2010
Précipitations diluviennes (mm)	Somme des événements de 50 mm et plus	8	9	8	7	5	5	2
	Somme des événements de 30 mm et plus	59	61	45	34	30	35	11
	Maximum atteint en 24 heures	86,4 mm (juil. 1936)	90,9 mm (août 1949)	71,2 mm (oct. 1978)	80,0 mm (nov. 1981)	66,8 mm (oct. 1995)	61,2 mm (sept. 1999)	52,0 mm (oct. 2007)
	Somme des événements printanier de 30 mm et plus	11	8	0	5	7	9	1
	Maximum atteint en 24 heures	66,3 mm (mars 1940)	55,6 mm (mai 1958)	NIL	51,8 mm (mai 1980)	46,8 mm (mars 1992)	54,2 mm (mai 1997)	44,0 mm (mai 2010)
	Somme des événements hivernaux de 25 mm et plus	6	13	7	2	2	9	1
	Maximum atteint en 24 heures	40,6 mm (fév. 1931)	47,2 mm (déc. 1950)	53,3 mm (déc. 1973)	34,4 mm (déc. 1987)	36,0 mm (fév. 1996)	52,4 mm (déc. 2002)	25,0 mm (déc. 2005)

Jours de tempêtes

Tableau C. 4 Données sur les jours de tempêtes, station météorologique de Baie-Comeau

JOURS DE TEMPÊTES			Intervalles d'évolution côtière				
Paramètres climatiques			1967-1978	1979-1986	1987-1995	1996-2005	2006-2010
Jours de tempête	Somme des événements de tempête avec vitesse du vent de 50 km/hre et plus	Annuel (déc. à janv.)	196	78	57	67	31
		Juin-juill.-août	25	10	7	8	1
		Sept.-oct.-nov.	38	17	17	21	7
		Déc. janv. fév.	59	35	18	26	19
		Mars-avril-mai	62	19	15	12	10
	Somme des événements de tempête avec vitesse du vent de 70 km/hre et plus	Annuel (déc. à janv.)	12	6	2	1	0
		Juin-juill.-août	0	0	0	0	0
		Sept.-oct.-nov.	3	2	1	0	0
		Déc. janv. fév.	7	2	1	1	0
		Mars-avril-mai	2	2	0	0	0

Tableau C. 5 Données sur les jours de tempêtes, station météorologique de Sept-Iles

JOURS DE TEMPÊTES			Intervalles d'évolution côtière								
Paramètres climatiques			1945-1949	1953-1964	1965-1969	1970-1978	1979-1981	1982-1986	1987-1995	1996-2005	2006-2010
Jours de tempête	Somme des événements de tempête avec vitesse du vent de 50 km/hre et plus	Annuel (déc. à janv.)	Nil	457	124	118	28	64	67	95	40
		Juin-juill.-août	Nil	57	10	5	2	2	7	5	0
		Sept.-oct.-nov.	Nil	93	21	25	5	12	17	26	9
		Déc. janv. fév.	Nil	137	51	48	8	17	20	31	15
		Mars-avril-mai	Nil	160	47	44	13	30	24	34	9
	Somme des événements de tempête avec vitesse du vent de 70 km/hre et plus	Annuel (déc. à janv.)	Nil	62	18	12	2	4	5	8	2
		Juin-juill.-août	Nil	3	0	0	0	0	0	0	0
		Sept.-oct.-nov.	Nil	12	2	2	1	0	1	1	1
		Déc. janv. fév.	Nil	25	11	10	1	2	3	3	0
		Mars-avril-mai	Nil	21	4	1	0	2	1	4	1

Tableau C. 6 Données sur les jours de tempêtes, station météorologique de Natashquan

JOURS DE TEMPÊTES			Intervalles d'évolution côtière						
Paramètres climatiques			1930-1947	1948-1964	1971-1978	1979-1988	1989-1996	1997-2005	2006-2009
Jours de tempête	Somme des événements de tempête avec vitesse du vent de 50 km/hre et plus	Annuel (déc. à janv.)	NIL	NIL	117	133	61	169	104
		Juin-juill.-août	NIL	NIL	3	0	1	1	3
		Sept.-oct.-nov.	NIL	NIL	34	31	11	52	22
		Déc. janv. fév.	NIL	NIL	64	75	32	73	50
		Mars-avril-mai	NIL	NIL	16	27	12	40	35
	Somme des événements de tempête avec vitesse du vent de 70 km/hre et plus	Annuel (déc. à janv.)	NIL	NIL	14	7	2	3	7
		Juin-juill.-août	NIL	NIL	0	0	0	0	0
		Sept.-oct.-nov.	NIL	NIL	0	2	0	2	1
		Déc. janv. fév.	NIL	NIL	11	5	1	2	3
		Mars-avril-mai	NIL	NIL	1	0	0	0	3

